

REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

ANUARUL
COMITETULUI
GEOLOGIC

VOLUMUL XXVIII

BUCUREȘTI

1955

371



Institutul Geologic al României



7A
REPUBLICA POPULARĂ ROMÂNĂ

ANUARUL COMITETULUI GEOLOGIC

VOLUMUL XXVIII

BUCUREȘTI
1955



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

CUPRINSUL

	<u>Pag.</u>
ION PĂTRUȚ. Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari	5
N. GRIGORAȘ. Studiul comparativ al faciesurilor Paleogenului dintre Putna și Buzău	99
N. MACAROVICI. Cercetări geologice în Sarmațianul Podișului Moldovenesc . . .	221
MIRCEA D. ILIE. Bazinul Transilvaniei. Cercetări geologice în regiunea Alba Iulia— Sibiu—Făgăraș—Rupea	251
L. PAVELESCU. Cercetări geologice și petrografice în Munții Sebeș	367





GEOLOGIA ȘI TECTONICA REGIUNII VALENII DE MUNTE — COSMINELE — BUȘTENARI

DE
ION PĂTRUȚ

CUPRINSUL

	Pag.
Introducere	7
I. Istoric	8
II. Stratigrafia	10
A) Depozitele Pânzei de Homorâciu—Prăjani	11
1. Eocenul	11
a) Orizontul Gresiei de Tarcău	11
b) Orizontul Stratelor de Plopu	14
2. Oligocenul	15
a) Orizontul șisturilor disodilice inferioare	17
b) Orizontul Stratelor de Pucioasa	18
Nivelul inferior	18
Nivelul mediu	19
Nivelul superior	20
c) Orizontul Stratelor de Izvoarele	21
d) Orizontul șisturilor disodilice superioare	22
e) Orizontul Stratelor de Cornu (Orizontul gipsurilor inferioare)	23
Nivelul inferior	23
Nivelul mediu	24
Nivelul superior	25
3. Miocenul	30
B) Depozitele Pânzei de Văleni—Buștenari	30
1. Eocenul	30
a) Orizontul argilelor verzi și gresiilor cu hieroglife	03
b) Orizontul argilelor verzi și roșii (Stratele de Plopu)	34
2. Oligocenul	35
a) Orizontul șisturilor disodilice inferioare	36
b) Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa	38



c) Orizontul Stratelor de Podul Morii	38
Nivelul inferior	39
Nivelul mediu (Strate de tip Pucioasa)	40
Nivelul superior (Strate de Izvoarele)	40
d) Orizontul superior al Gresiei de Kliwa	44
Nivelul inferior	44
Nivelul mediu	44
Nivelul superior	44
e) Orizontul menilitelor superioare (Orizontul diatomitelor)	46
f) Orizontul gipsurilor inferioare	47
3. Miocenul	48
C) Echivalenți stratigrafici în cele două pînze	48
D) Sedimente, zone paleogeografice de sedimentare și faciesuri	51
1. Sedimente și condițiuni de sedimentare în Eocen	53
a) Eocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani	53
b) Eocenul din Pînza de Văleni—Buștenari	53
c) Relațiuni între cele două faciesuri ale Eocenului	54
2. Sedimente și condițiuni de sedimentare în Oligocen	55
a) Faciesurile Oligocenului	55
b) Relațiuni între cele două faciesuri ale Oligocenului	56
3. Concluzii	57
III. Tectonica	58
A) Privire generală	58
B) Momente de orogeneză și tectonica realizată	60
1. Faza de cutare savică	60
2. Faza de cutare premeotiană (stirică?)	63
3. Faza de cutare valahică	64
C) Valoarea orogenică a fazelor de cutare	65
D) Unități tectonice	66
1. Pînza de Homorîciu—Prăjani	69
a) Fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani	69
b) Tectonica Pînzei de Homorîciu—Prăjani	74
c) Raporturile dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani și cuvetele miocene suprapuse	76
d) Concluzii	76
2. Pînza de Văleni—Buștenari	77
a) Fruntea Pînzei de Văleni—Buștenari	77
b) Tectonica Pînzei de Văleni—Buștenari	82
Digitația de Arsenesele	82
Digitația de Bughea	83
c) Raporturile dintre Pînza de Văleni—Buștenari și cuvetele miocene suprapuse	84
d) Concluzii	84
E) Paralelizări cu unitățile tectonice din Carpații orientali și meridionali	85
IV. Rezultate și concluzii	88
Bibliografie	93
Planșa I—Planșa V.	98



INTRODUCERE

Regiunea Vălenii de Munte — Cosminele — Buștenari este situată în zona colinelor subcarpatice, în partea de mijloc a Munteniei, la N de orașul Ploești, pe capetele de afundare ale depozitelor Flișului paleogen, care constituie aici cei doi pinteni, de mult cunoscuți în literatură, Pintenul de Văleni și Pintenul de Homoriciu—Prăjani (fig. 1).

La S, depozitele paleogene sînt mărginite de o importantă linie tectonică, dealungul căreia ele încăleacă peste depozitele neogene. Peste Paleogen inva-



Fig. 1. — Schemă reprezentînd distribuția depozitelor paleogene și neogene în cuprinsul regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari.

dează dinspre S Neogenul, care formează cuvete dispuse în două zone principale: o zonă meridională, de care țin Cuvetele de Vitioara—Predeal, Vărbilău—Trestioara și Melicești, și o zonă nordică, de care țin Cuvetele de Drajna și Slănic.

În lucrarea de față nu au fost studiate în detaliu decât depozitele paleogene. Neogenul a fost privit mai îndeaproape numai de-a lungul liniilor de contact cu Paleogenul.

Lucrările au fost executate pe hărți la scara 1 : 20.000.

Cei cîțiva ani de studiu, pe care de altfel nu i-am putut consacra decît numai în parte acestei regiuni, au fost folosiți, în primul rînd, ca să adun un material de observațiuni cît mai bogat, care să poată constitui oricînd date utile pentru o încercare de sinteză. În hartă, în profilele sau în coloanele stratigrafice care însoțesc lucrarea, am căutat să reproduc cît mai exact posibil

ceea ce s'a putut observa pe teren. Cu toate acestea cred că harta în special, nu este o imagine perfectă a realității și această lipsă se datorește numeroaselor terase care acoperă regiunea, precum și marii dezvoltări a depozitelor miocene, care maschează, uneori aproape complet, depozitele Flișului paleogen.

I. ISTORIC

Studiile asupra regiunii de care mă ocup în lucrarea de față sînt foarte numeroase. Prezența în cantitate mare a sării, bogăția în petrol a șantierului Buștenari, precum și încercările de extindere a exploatării lui spre E, au făcut ca regiunea să fie des vizitată încă de foarte mult timp.

Un istoric detaliat și critic al cercetărilor care s'au făcut pînă în anul 1928 se găsește, parte în lucrarea lui D. M. PREDA (89), parte în cea a lui M. G. FILIPESCU (31), astfel că socotim inutil să-l mai reluăm.

Între 1928 și 1934 M. G. FILIPESCU (24—34), orientînd cercetările spre studiul microscopic al sedimentelor, aduce noi și interesante contribuțiuni la soluționarea a numeroase probleme de ordin stratigrafic și tectonic care privesc regiunea.

D-se distinge în Eocen (31, pag. 29) cele trei faciesuri ale lui VOITEȘTI (113) și MRAZEC (52):

a) Faciesul intern de Șotriile, neritico-pelagic, bogat organogen, în afara regiunii care ne preocupă;

b) Faciesul median, Eocenul de tip Fusaru—Tarcău, neritic, puțin organogen, dezvoltat în Pintenul de Homoriciu;

c) Faciesul marginal, complexul eocen cu hieroglife, neritic, cu material din Vorland, fără organisme, caracterizat prin prezența gresiilor cu hieroglife și Fucoide, dezvoltat în Pintenul de Văleni.

Deosebirile între aceste faciesuri se datoresc factorilor bionomici din diferitele zone ale geosinclinalului Flișului. Asemănările, dacă există, reprezintă convergențe sau îmbinări de faciesuri.

Stratelor de Pucioasa, ca și Stratelor de Podul Morii, le atribuie o vîrstă imprecisă, Eocen superior — Oligocen inferior, fiindcă prezintă asemănări petrografice atît cu Eocenul cît și cu Oligocenul, iar din punct de vedere stratigrafic se sprijină pe Eocen și suportă depozite oligocene tipice. Disodilele, menilitele și Gresia de Kliwa le trece la Oligocen mediu — Oligocen superior. Aquitanianul îl clasează în Oligocenul superior, pe bază de argumente petrografice, paleontologice și stratigrafice, și îl sincronizează, în parte, cu Gresia de Kliwa. Totodată separă două serii de conglomerate poligene, din care una cu Pecten, iar alta fără Pecten, pe care o consideră burdigaliană.

În ceea ce privește tectonica, autorul separă în regiunea noastră două mari unități tectonice, în raporturi evidente de șariaj:



a) Pînza mediană, corespunzînd cu Pintenul de Homorîciu—Prăjani, constituită din Eocen de tip Fusaru—Tarcău, cu Senonian și Albian în bază și cu Strate de Pucioasa la partea superioară. Autohtonul acestei pînze este reprezentat prin Pintenul de Văleni, cu depozitele sale, dela Senonian pînă la Aquitanianul cu sare;

b) Pînza marginală, corespunzînd cu Pintenul de Văleni, constituită din Eocen marginal, cu Gresie de Kliwa și menilite în acoperiș, șariată peste Aquitanianul cu sare.

Mai tîrziu, M. G. FILIPESCU (32), constatînd în regiunea Văii Buzăului existența Eocenului de tip Fusaru—Tarcău în baza Eocenului din Pintenul de Văleni, consideră cei doi pîteni ca aparținînd aceleleași unități tectonice, adică Pînzei mediane (de comun acord, spune autorul, cu comunicarea verbală a Prot. G. MURGEANU și D. M. PREDA).

Date interesante aduce M. G. FILIPESCU asupra învelișului sării (30). Studiind învelișurile masivelor de sare din regiunea Prahova și Buzău, dînsul ajunge la concluzia că ele se pot împărți, după natura materialului din care se compun, în două categorii:

a) Masive de sare cu învelișul constituit numai din material de Fliș (Slănic, Vulcănești, Drajna);

b) Masive de sare cu învelișul constituit din material exotic, în timp ce materialul de Fliș este foarte rar, dacă nu lipsește chiar (Podeni, Lapoș, Bădila).

Observația este de fapt ceva mai veche și se datorește geologilor I. P. VOITEȘTI, D. M. PREDA și H. GROZESCU (38). Bazați pe acest fapt, ei susțin nouă că sarea este mai veche decât Paleogenul,

În ipoteza că sarea este de vîrstă aquitaniană și ținînd seamă de natura materialului care constituie învelișul sării, M. G. FILIPESCU crede că sarea se forma în lagune, ocupînd locuri diferite: lagune situate pe geosinclinalul Flișului și lagune situate pe Vorland. Sarea formată în primele lagune a fost acoperită de pînzele Flișului, pe care apoi le-a străbătut în timpul cutărilor valahice. În acest caz învelișul sării este de natură tectonică și nu va avea decît elemente de Fliș. Sarea formată în lagunele de pe Vorland a fost depusă în același timp cu produsele de dezagregare a rocilor care înconjurau lagunele. În acest caz învelișul sării are o origine sedimentară.

Dela 1932 încoace, ideile asupra stratigrafiei și tectonice regiunii par a se stabiliza la cele ale lui M. G. FILIPESCU. Ultima ediție din harta geologică a Romîniei, la scara 1:500.000, în porțiunea dintre Doftana și Buzău, este reprezentarea fidelă a hărților sale.

În 1936 Stratele de Podul Morii sînt considerate ca aquitaniene și paralelizate cu Stratele de Cornu, ceea ce face și FABIAN în 1943, cu toate că își exprima bănuiala că, după datele de teren, aceste strate ar putea aparține Eocenului superior — Oligocenului inferior.

În 1943, într-o comunicare pe care o făcusem în colaborare cu R. NOTH (75), atribuisem Eocenului, pe baza microfaunei, argilele verzi și roșii dela Homorîciu, considerate pînă atunci ca senoniene. Stratele de Homorîciu din Valea Teleajenului, care încep cu disodile și sfîrșesc cu gipsuri, și care stau normal peste Eocen, suportînd discordant conglomeratele miocene, le clasasem în Oligocen. Tot atunci, pe baza poziției stratigrafice, am atribuit Oligocenului gresia de tip Fusaru—Tarcău dela Homorîciu.

Mai tîrziu (79) am separat în Paleogen cele două gresii, identice din punct de vedere petrografic, și anume, Gresia de Fusaru, oligocenă, și Gresia de Tarcău, eocenă.

Lucrînd în V. Buzăului, N. GRIGORAȘ (36), bazat pe observațiile lui GR. POPESCU în V. Teleajenului, și mai ales pe ale sale, situează Stratele de Podul Morii în Oligocenul mediu. Ele ar separa două orizonturi de Gresie de Kliwa, unul inferior acestor strate și altul superior lor. Aceleași constatări le face în V. Sibiciului și C. STORCA (103). Ele concordă cu observațiile făcute de noi în V. Teleajenului și expuse ulterior, într-o comunicare făcută la Institutul Geologic (78).

În 1943, GR. POPESCU și FL. OLTEANU (76, 87), lucrînd la W și E de Teleajen, pînă dincolo de V. Buzăului, ajung la concluzia că parte din masivele de sare cunoscute aparțin Tortonianului. După acești autori, peste Helvețianul superior cu gipsuri se sprijină concordant Tortonianul inferior, reprezentat prin tufuri cu Globigerine. Peste tufuri stă în discordanță o brechie sedimentară, cu masive de sare, denumită de « tip Pietraru » (76), cînd are elemente exotice, sau de « tip Cosmina », cînd nu are decît elemente de Fliș. La Slănic, spune GR. POPESCU, brechia cu masive de sare stă peste orizontul de tufuri cu Globigerine (Piatra Verde) și suportă Tortonianul fosilifer. Elementele din brechia sării, atunci cînd sunt rulate, le consideră ca provenind din conglomeratele Burdigalianului (76).

Acest punct de vedere, oarecum revoluționar, a fost combătut în special de D. M. PREDA, în discuțiunile care au avut loc la Institutul Geologic, în urma comunicărilor geologilor GR. POPESCU și FL. OLTEANU. Cu toate acestea, în cartarea Miocenului din regiunea care ne preocupă, precum și în interpretarea unora din profilele legate de apariția masivelor de sare, noi am adoptat punctul de vedere exprimat de GR. POPESCU și FL. OLTEANU, în ceea ce privește poziția stratigrafică a brechiilor asociate cu unele masive de sare, fără însă ca prin aceasta să acceptăm și vîrsta tortoniană a acelor masive de sare.

II. STRATIGRAFIA

După cum am putut vedea din istoric, cercetările geologice făcute pînă în prezent au arătat că în cuprinsul regiunii se pot distinge în Paleogen două faciesuri, unul nordic și unul sudic, care, după cum vom arăta mai departe,



corespund la două mari unități tectonice, Pînza de Homorîciu—Prăjani și Pînza de Văleni—Buștenari.

Din cauza diferențelor de facies dintre depozitele celor două unități, am socotit că este mai nimerit ca expunerea datelor de stratigrafie să fie făcute pe unități tectonice.

Lipsa de documente paleontologice a făcut ca nici pînă azi să nu putem dispune de o orientare precisă a diverselor etaje și orizonturi ale Paleogenului în scara stratigrafică. Chiar dacă în lucrările anterioare, privind regiunea, s'au întrebuițat denumiri ca: Eocen inferior, Eocen mediu, Oligocen inferior etc, aceste precizări de vîrstă își au justificarea numai în superpoziția stratigrafică și nu pot fi privite ca o paralelizare sigură cu corespondenți stratigrafici din vestul Europei, stabiliți pe baze paleontologice. Din acest punct de vedere neîncrederea cu care este privită de unii geologi însăși clasificarea pe etaje a Paleogenului, pare a fi, cel puțin în parte, justificată.

Pentru aceste considerente, nu vom întrebuița în cursul expunerii decît denumirea de etaj (Oligocen, Eocen), iar pentru diferitele subdiviziuni ale acestor etaje vom folosi denumiri locale, introduse și consacrate în literatură, sau denumiri care precizează, cît mai bine posibil, poziția stratigrafică și, dacă se poate, conținutul petrografic al nivelului sau orizontului.

A) DEPOZITELE PÎNZEI DE HOMORÎCIU — PRĂJANI

În cuprinsul acestei pînze cele mai vechi depozite cunoscute aparțin Eocenului, iar cele mai noi Oligocenului. Ele sunt acoperite transgresiv de Miocen.

1. EOCENUL

Am putut separa în Eocenul din regiune două orizonturi, bine caracterizate din punct de vedere petrografic: Orizontul Gresiei de Tarcău, la partea inferioară, și Orizontul argilelor verzi și roșii (Stratele de Plopu), la partea superioară (pl. I, fig. 2).

a) ORIZONTUL GRESIEI DE TARCĂU

Elementul caracteristic al acestui orizont este Gresia de Tarcău, o gresie micacee, cenușie-albăstruie în spărtură proaspătă, gălbuie pe fețele de alterație. După M. G. FILIPESCU (31, pag. 109) ea este constituită în cea mai mare parte din granule de cuarț și lamele de muscovit. Interesant de remarcat este conținutul mare al acestei gresii în minerale grele: biotit, grenat, zircon, staurotid, topaz. Ca elemente autigene se găsesc pirită și chiar glauconite (31, pag. 110). Cimentul este în general calcaros, constituit din calcit bine cristallizat.



Roca este uneori pigmentată neegal printr'o materie brună, cu reflexe mate, probabil de natură organică, dispusă în pete, și prin oxizi de fer (31, pag. 110). Cu acidul clorhidric face efervescentă, în special pe fețele proaspăt sparte.

Gresia de Tarcău formează bancuri masive, care ating câțiva metri grosime (1—10 m), separate prin intercalații subțiri de strate de argile verzi, deobicei șistoase, cu fețe satinat. Gresia este în general fină; uneori însă poate deveni chiar conglomeratică și sub această formă constituie bancuri ce depășesc 10 m grosime (Cosmina). Prin dezagregare, acest fel de conglomerate poate da

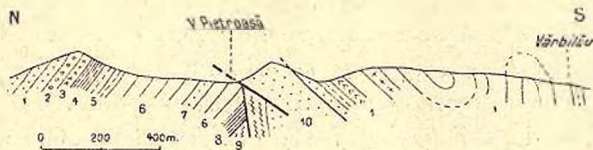


Fig. 2. — Profil între Vîrfurile Gilma și Vărbilău.

Oligocenul din Pinza de Homorîciu-Prăjani: 1, Miocen; 2, conglomerate (Orizontul gipsurilor inferioare); 3, gipsuri (Orizontul gipsurilor inferioare); 4, șisturi disodilice superioare; 5, Strate de Izvoarele; 6, Strate de Pucioasa; 7, Gresie de Fusaru; 8, șisturi disodilice inferioare; Eocen din Pinza de Homorîciu-Prăjani: 9, Strate de Plopu; 10, Gresie de Tarcău.

naștere unui prundiș mărunț cu elemente rotunjite, în care se disting macroscopic: fragmente de șisturi cristaline, calcare, cuarțite, gresii, etc. Caracteristic pentru Gresia de Tarcău este prezența a numeroase concrețiuni sferoidale, de mărimi foarte variate.

Resturile de fosile sînt foarte rare și chiar în cazul cînd se găsesc sînt rău conservate. M. G. FILIPESCU (33, pag. 34) citează la Cosminele, Podul Ursului și în V. Pietrosul (N de Vărbilău) Nummuliti, Assiline, Orthophragmine, fragmente de: *Cerithium*, *Turritella*, *Ostraea*, *Cardium*, *Pecten*, precum și nodule de *Lithothamnium*. Punctul cel mai bogat în resturi fosile este pe V. Pietrosul, însă aci, pe lîngă că formele sînt rău conservate, sînt și extrem de greu de recoltat. Nummuliti mici, dar rău conservați, am găsit pe V. Drajna, 1 km N de satul Podurile.

În regiunea noastră, Gresia de Tarcău apare pe o zonă foarte îngustă între Cosminele de Jos și Podul Ursului, apoi pe V. Pietrosul, la Vărbilău, de-a lungul unei fracturi longitudinale, după care Pinza de Homorîciu-Prăjani ia contact cu Pinza de Văleni-Buștenari (fig. 2). Ultimul și cel mai caracteristic afloriment se găsește pe V. Drajna (fig. 3), în malul stîng al văii, 1 km N de satul Podurile, unde este și profilul cel mai bun al întregului orizont. Din nefericire, nici aci Gresia de Tarcău nu apare în întregime, ci numai pe o grosime de cca 250 m. În sus ea trece gradat, dar foarte repede, la orizontul argilelor verzi și roșii, în timp ce în jos este tăiată de o falie. În V. Teleajenului, la Homorîciu (fig. 4), orizontul Gresiei de Tarcău este vizibil numai în parte, tot din cauza aceluiași accident tectonic.

M. G. FILIPESCU (31, pag. 36) citează și figurează pe hartă ca aparținînd Faciesului de Fusaru-Tarcău, de vîrstă eocenă, un complex gresos care începe la fundul Văii Cosmina și se continuă pînă în V. Vărbilăului. Această gresie este echivalată de noi cu Gresia din Muntele Fusaru, Gresia de Fusaru *sensu*



strictu, pe care o atribuim Oligocenului. Ea depășește, după cercetările noastre, V. Vărbilăului și se poate urmări pînă în V. Bughea.

Deasemeni, scoatem din orizontul Gresiei de Tarcău și depozitele dela Olteni, atribuite de M. G. FILIPESCU (31, pag. 35) Gresiei de Fusaru—Tarcău

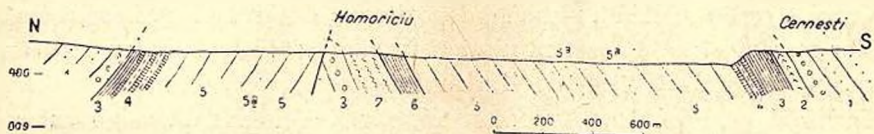


Fig. 3. — Secțiune în lungul Văii Draja.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 5 a, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Plopu; 8, Gresie de Tarcău.

și figurate ca atare pe hartă, deoarece ele aparțin în parte Stratelor de Cornu, fiind intercalate între disodile, în parte brechiei miocene a sării, cum a arătat GR. POPESCU (87).

Nu lăsăm între Gresii de Tarcău nici gresiile din malul drept al Văii Draja (Popești), considerate de M. G. FILIPESCU tot ca Eocen de tip Fusaru—

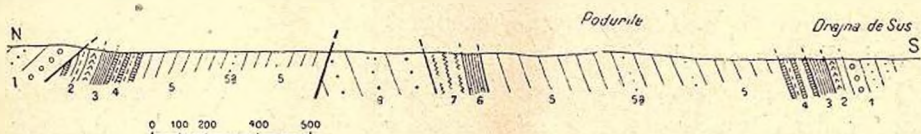


Fig. 4. — Secțiune în lungul Văii Teleajenului.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 5 a, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Plopu; 8, Gresie de Tarcău.

Tarcău (31, pag. 36), deoarece noi credem că ele revin Miocenului inferior.

Denumirea de Gresie de Tarcău a fost introdusă în literatură de SAVA ATHANASIU (9, pag. XLVII). El consideră ca Gresie de Tarcău o gresie grosieră, care poate deveni câteodată conglomeratică, masivă sau în bancuri foarte groase, cenușiu-albăstră în spărtură proaspătă și neagră pe fețele de alterație. Intercalații de șisturi marnoase de culoare cenușie sînt în general frecvente la partea superioară. Această gresie a atribuit-o Eocenului.

Lista de sinonimii, luată în sens larg, este foarte bogată și este redată de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 153). Ne vom opri numai asupra uneia din aceste sinonimii, aceea a lui M. G. FILIPESCU, care atribuie astfel de depozite gresoase Eocenului, așa numit de tip Fusaru—Tarcău. Pentru o serie de motive, pe care le vom arăta mai departe, am repartizat Gresia de Fusaru Oligocenului, astfel că pentru Eocenul gresos care apare în Pînza de Homoriciu —

Prăjani, am întrebuințat denumirea de Gresie de Tarcău, cu sensul stratigrafic stabilit de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 153).

Vîrsta Gresiei de Tarcău a fost mult discutată. În cuprinsul regiunii noastre Gresia de Tarcău suportă argile verzi cu intercalații de gresii vinete calcaroase, cu fețe curbicorticale și cu intercalații rare de argile roșii la partea superioară, care reprezintă ultimele depozite ale Eocenului. Din cauza complicațiilor tectonice nu cunoaștem nicăieri în cuprinsul regiunii, depozite care să reprezinte suportul Gresiei de Tarcău.

În Moldova, Prof. ION ATANASIU (6, pag. 44) citează, în solzii externi ai Pînzei Gresiei de Tarcău, la baza gresiei, marne calcaroase șiistoase, care ar putea reprezenta o parte din Eocen, dar care, prin prezența Inoceramilor (*Inoceramus salisburgensis*), în V. Largă, înglobează cu siguranță și Senonian. Gresia de Tarcău trebuie atribuită aci, în întregime Eocenului. Cum Gresia de Tarcău suportă orizontul Stratelor de Plopu, ea are aceeași poziție stratigrafică ca și Gresia de Tarcău din regiunea noastră.

M. G. FILIPESCU remarcă (31, pag. 109) în Gresiile de Fusaru—Tarcău prezența unor fragmente de calcare organogene, care conțin prisme de Inocerami și suntem de acord cu dînsul de a vedea în aceste forme, elemente remaniate, provenite dintr-un Senonian subjacent. Ele ar putea proveni din Cretacic tot așa cum provin de exemplu Belemnii cunoscuți mai de mult în Gresia de Fusaru, de pe V. Teleajenului. Prezența acestor elemente senoniene, remaniate în Paleogen, ridică însă o problemă. Anume, presupune existența unor cutări de vîrstă laramică (postsenoniană), despre existența cărora noi nu am putut găsi nici un argument în cuprinsul regiunii noastre, fiindcă nicăieri nu am putut vedea baza Gresiei de Tarcău. Mai la N, în V. Prahovei, Prof. G. MURGEANU (70) constată că între Senonian și Paleogen există o trecere gradată și continuă, fapt confirmat și de R. NOTH (comunicare verbală) care în această serie de trecere remarcă prezența unor microfosile de vîrstă daniană. Dar regiunea respectivă ține de o unitate tectonică mai internă, în care Eocenul este dezvoltat în Facies de Șotriile. Din aceste motive problema unor cutări laramice rămîne încă deschisă. Pentru moment, bazați numai pe poziția stratigrafică a Gresiei de Tarcău, credem că în cuprinsul regiunii noastre ea trebuie atribuită în întregime Eocenului

b) ORIZONTUL STRATELOR DE PLOPU

Gresia de Tarcău suportă un orizont argilos, cu intercalații de strate subțiri de argile roșii-vișinii la partea superioară. Grosimea acestui orizont variază între 80 și 120 m.

Trecerea de la Gresia de Tarcău la argile se face gradat, dar foarte repede, pe o grosime care nu reprezintă mai mult de 40 m. Argilele sînt foioase, de culoare verzuie în spărtură proaspătă și cenușie-verzuie pe suprafețele de alterație. Ele alternează cu gresii vinete, dure, calcaroase, cu fețe curbicorticale, cu



hieroglife multe pe fețele care le separă de argile. În partea superioară, pe o grosime de cca 40 m, se intercalează strate subțiri de argile roșii-vișinii, între care apar frecvente gresii cu cruste de oxid de mangan și de fer.

Bazat pe poziția stratigrafică a acestui orizont, cât și pe prezența argilelor roșii, l-am echivalat cu Stratele de Popu dela partea superioară a Gresiei de Tarcău din Moldova, așa cum a fost separat de Prof. ION ATANASIU (6, pag. 155).

Acest orizont apare pe o fișie îngustă la Cosmina și Podul Ursului, de unde se continuă pînă în V. Vărbilăului și apoi pînă în V. Bughea, unde este acoperit transgresiv de Miocen. Caracteristice sunt Stratele de Popu în V. Teleajenului, la Homoriciu (fig. 4), la S de confluența Văii Teleajenului cu V. Crasna, unde, din cauza aspectului lor, cât și din cauza prezenței gresiilor cu cruste de oxizi de mangan și de fer, considerate caracteristice Senonianului, au fost atribuite acestui etaj (31, 32, 89, 90). Cu același caracter Stratele de Popu se continuă din V. Teleajenului spre E, pînă în V. Drajna, în marginea de E a regiunii noastre (fig. 3).

Vîrsta acestor strate este aceea care rezultă din poziția lor stratigrafică. Ele se sprijină normal pe Gresia de Tarcău și suportă pretutindeni orizontul șisturilor disodilice inferioare ale Oligocenului. În 1943 atribuisem acestor strate (75), pe baza microfaunei, o vîrstă eocenă, și le paralelizasem, în sens larg, cu Eocenul din Pintenul de Văleni. De fapt, ele se paralelizează numai cu orizontul argilelor roșii dela partea superioară a acestui Eocen. În Moldova, bazat pe poziția lor stratigrafică, Prof. ION ATANASIU (6, pag. 155) le atribuie o vîrstă eocenă și din aceleași motive nu ezităm să le acordăm aceeași vîrstă. Ele ar reprezenta ultimele depozite ale Eocenului.

2. OLIGOCENUL

Limita dintre Eocen și Oligocen a fost mult discutată, iar astăzi existența Oligocenului, cel puțin în regiunea Munteniei occidentale, este chiar contestată (71).

În lucrările mai vechi s'a admis că Oligocenul începe odată cu apariția primelor șisturi disodilice. Recent, în Moldova, I. ATANASIU (6, pag. 156—157) raportează Gresia de Lucăcești, care se sprijină pe Stratele de Popu, la Oligocen, deoarece, spune dînsul, «cu ea apare în seria Flișului un tip de rocă nou, care, prin aspectul său petrografic, ține mai mult de Oligocen decît de Eocen». Această gresie suportă menilite, disodile și Gresie de Kliwa, adică depozite cu aspect petrografic cu totul diferit de cel al depozitelor de sub Gresia de Lucăcești.

În regiunea noastră, ultimele lucrări ale lui M. G. FILIPESCU (31, 32) au arătat că între Eocen și Oligocen nu se poate pune o limită tranșantă și că trecerea se face gradat, prin așa numitele Strate de Pucioasa și Strate de Podul



Morii, cu caractere de strate de tranziție. Se poate însă dovedi că atât Stratele de Pucioasa cât și Stratele de Podul Morii sînt intercalate normal între șisturi disodilice și Gresii de Kliwa sau Gresii de Fusușu și că nu se sprijină niciodată direct pe Eocen.

Urmărind o succesiune stratigrafică normală în Paleogen (fig. 3 și 4) se poate constata neîndoios că o schimbare bruscă de facies are loc deasupra Stratelor de Plopu, prin apariția în seria paleogenă a șisturilor disodilice.

Gresia de Lucăcești, semnalată pînă în V. Buzăului (36, 103), nu a putut fi observată în regiunea noastră (fig. 5), cu toate că profile normale la limita

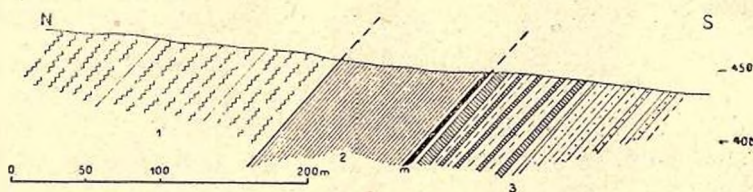


Fig. 5. — Secțiune la Cosmina (Podul Ursului); contactul Eocen-Oligocen.

1, Strate de Pucioasa; 2, șisturi disodilice inf. (m, menilite); 3, Strate de Plopu (Eocen).

Eocen-Oligocen nu lipsesc. Pentru acest fapt noi credem că ea este substituită. Lipsa acestei gresii nu schimbă însă cu nimic existența acelei brusce schimbări de facies, de care vorbeam mai sus. Oarecare asemănări de facies între depozitele Eocenului și cele ale Stratelor de Pucioasa, care se sprijină normal pe un pachet de disodile, ce poate ajunge pînă la 70 m, nu sînt suficiente pentru a susține ipoteza unei treceri gradate dela Eocen la Oligocen, cu atît mai mult cu cît între Stratele de Pucioasa se intercalează frecvent argile brune șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, și uneori chiar disodile și menilite, roce necunoscute în Eocen. În ceea ce privește Stratele de Podul Morii, acestea se sprijină pe Gresie de Kliwa (36, 78, 103) și suportă Gresie de Kliwa, astfel că ele apar intercalate în partea mijlocie a Oligocenului și nu în baza lui. Ele pot fi considerate ca recurențe de facies, dar nu ca depozite de tranziție.

Pentru aceste considerente de poziție, am admis, ca de altfel majoritatea geologilor romîni, că brusca schimbare de facies din timpul sedimentării Paleogenului corespunde cu începutul unui nou etaj, Oligocenul.

Recent, C. STOICA (103), lucrînd în V. Sibiciului, a arătat că această bruscă schimbare de facies corespunde și cu o bruscă schimbare a microfunei, atît în ceea ce privește genurile și speciile, cît și în ceea ce privește numărul de forme, astfel că punctul de vedere exprimat mai sus pare să poată fi susținut și pe date paleontologice.

Cercetările de detaliu pe care le-am întreprins în regiune mi-au permis să pot separa în Oligocenul de tip Homorîciu—Prăjani, următoarele orizonturi:



- a) Orizontul șisturilor disodilice inferioare
- b) Orizontul Stratelor de Pucioasa
 - Nivelul inferior
 - Nivelul mediu
 - Bancul inferior
 - Bancul mediu
 - Bancul superior
 - Nivelul superior
- c) Orizontul Stratelor de Izvoarele
- d) Orizontul șisturilor disodilice superioare
- e) Orizontul Stratelor de Cornu (Orizontul gipsurilor inferioare)
 - Nivelul inferior (nivelul cu gipsuri și conglomerate)
 - Nivelul mediu (nivelul gresiilor cu Operculine)
 - Nivelul superior (nivelul nisipurilor cu Pecten).

a) ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE

Acest orizont stă concordant peste Stratele de Plopu și are o grosime care poate varia între 40 și 70 m. Elementele caracteristice sînt șisturile disodilice, cu aspectul lor bine cunoscut, cu eflorescențe de sulfați și cu numeroase rozete de gips. Pe fețele de separație se pot observa mulți solzi de Pești și nu rareori chiar schelete aproape întregi. În baza acestor șisturi, la fundul Văii Mănăului (la Podul Ursului), am observat două intercalații subțiri (20 cm grosime) de calcare silicioase, negre sau cenușiu-închise în spărtură proaspătă și albe-gălbui pe suprafața de alterație, care amintesc marnele bituminoase din complexul menilitelor din Carpații orientali. Odată cu aceste calcare apare și o intercalație subțire, lenticulară (10 cm grosime) de menilit tipic. Între disodile se observă și intercalații rare și subțiri de roce șistoase pelitice, brune-șocolatii, care au fost considerate de M. G. FILIPESCU (31, pag. 119) drept rocele-mume ale menilitelor. Asupra lor vom reveni mai pe larg cînd vom trata Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari, unde ele sînt bine dezvoltate.

M. G. FILIPESCU (31) separă pretutindeni acest orizont, însă, cum dînsul nu admite decît prezența unui singur nivel de disodile, acela dela partea superioară, dă poziției lui o interpretare tectonică, cu toate că D. M. PREDA (89) îl clasase încă mai de mult la baza Oligocenului. În 1943 (75) l-am atribuit și eu, bazat pe poziția lui stratigrafică, Oligocenului inferior. El reprezintă echivalentul menilitelor și marnelor albe bituminoase din baza Oligocenului din Carpații de nord, cu care are de altfel comun și prezența marnelor bituminoase.

Șisturile disodilice inferioare apar în V. Drajna, peste Stratele de Plopu (fig. 3) și se continuă dincolo de V. Teleajenului (fig. 4) pentru a dispărea în apropierea Văii lui Dragomir, pe o falie tectonică. De-a lungul liniei de contact între cele două unități, ele mai apar pe V. Găvana, iar de aci se pot urmări

pînă în V. Pietrosul, unde dispar de-a lungul acestei linii. Bine dezvoltate reapar în malul drept al Văii Vărbilăului, la Livadea, de unde se continuă apoi neîntrerupt pînă în V. Cosmina, cînd dispar din nou pe aceeași linie tectonică. Într-o mică ivire mai pot fi observate pe V. Scutăreasa, la Cosminele.

b) ORIZONTUL STRATELOR DE PUCIOASA

Denumirea de « Strate de Pucioasa » a fost creată de MRAZEC în 1911 (60) pentru depozitele marnoase care apar la Pucioasa, pe V. Ialomiței, în continuarea spre W a Pintenului de Homorîciu, deasupra Gresiei de Fusaru. Cum strate marnoase, exact de același tip, apar și sub Gresia de Fusaru (79), uneori chiar mai bine dezvoltate ca grosime, în cercetările ulterioare denumirea de Strate de Pucioasa a căpătat un conținut petrografic, neglijîndu-se semnificația stratigrafică dată de MRAZEC. În cazul cînd am încerca să limităm denumirea de Strate de Pucioasa la sensul stratigrafic dat de MRAZEC, ar trebui să întrebuițăm alt termen pentru strate la fel constituite lithologic, dar situate sub Gresia de Fusaru.

Din acest punct de vedere denumirea de « Strate sarmatoide », întrebuițată de TEISSEYRE, este mult mai avantajoasă, dar suferă prin faptul că este foarte puțin cunoscută și întrebuițată în literatură, în opoziție cu aceea de Strate de Pucioasa. Pentru aceste motive nu am întrebuițat termenul lui TEISSEYRE, ci l-am extins pe acela de Strate de Pucioasa și la depozitele identice ca facies, dar situate în nivele inferioare Gresiei de Fusaru, astfel că pentru noi acest termen capătă în Pintenul de Homorîciu—Prăjani un conținut petrografic precis și o semnificație stratigrafică mult mai largă decît cea dată de MRAZEC.

Pentru depozitele din Pînza de Văleni—Buștenari, identice ca facies, vom întrebuița denumirea de « Strate tip Pucioasa », referindu-ne, în acest caz, numai la caracterul lor petrografic. În aceeași ordine de idei, vom spune că Gresia de Fusaru reprezintă o intercalație în Stratele de Pucioasa.

Am separat în acest orizont trei nivele bine distincte:

Nivelul inferior (Stratele de Pucioasa inferioare, cca 600 m grosime). Caracteristica acestui nivel o constituie prezența unor argile, uneori cenușii-verzui, dar mai frecvent brune-negricioase, șistoase, ajungînd cîteodată, în special în bază, pînă la adevărate disodile. Uneori ele prezintă eflorescențe saline și miros de bitumen. Foarte rar se observă intercalații cenușii sau vinete, dure, calcaroase, de o gresie cu fețe curbicorticeale, cu numeroase hieroglife, de obicei mici, numai pe o singură parte și anume pe partea inferioară. În baza acestei serii am observat pe V. Teleajenului două intercalații de cîte 20 cm grosime, de menilite tipice, legate foarte probabil de existența unei roce de tip gaize-diatomit (31, pag. 118), care însă nu poate fi observată decît sporadic și atunci în intercalații foarte subțiri.



În fondul uniform al acestor argile apar frecvente calcare lenticulare, de obicei în formă de pîini, brune-gălbui pe suprafața de alterație și cenușiu-închise în spărtură proaspătă, foarte caracteristice pentru Stratele de Pucioasa, și în deosebi frecvente în acest nivel. Ele se pot compara cu nodurile calcaroase concreționate, numite « Septaria » din argilele Oligocenului din Germania de nord.

La microscop, aceste concrețiuni apar ca fiind constituite dintr-o masă de calcită fin ganulată, uniformă, cu rare concrețiuni sau agregate de pirită.

Analizate, aceste roce arată un procent de carbonați de 61,75%, în care carbonatul de calciu este reprezentat printr-un procent de 46,76%, carbonatul de magneziu prin 4,07%, iar carbonatul de fer prin 6,46%; restul este reprezentat prin alți carbonați. Ferul, determinat sub formă de oxizi, reprezintă un procent de 19,64%. În acest caz silicații ar reprezenta un procent de 18,61%. După aceste date roca pare a fi echivalentă cu un sferosiderit.

La partea superioară a nivelului încep să apară rare strate de nisipuri fine, muscovitice, calcaroase, de culoare cenușie-gălbuie. Între ele se intercalează sporadic gresii foarte subțiri, dure, calcaroase, cu hieroglife multe și mici pe o singură parte.

Urme fosile, în afară de rari solzi de Pești, nu am găsit nicăieri în cuprinsul regiunii.

Nivelul mediu (Nivelul Gresiilor de Fusaru, cca 180 m grosime). În acest orizont am separat trei bancuri, cu treceri gradate între ele, dar totuși suficient de distincte (pl. II, fig. 1).

Bancul inferior (30 m grosime) este constituit dintr-o gresie masivă, cenușie-gălbuie sau chiar albicioasă pe suprafața de alterație și cenușie-albăstruie în spărtură proaspătă, calcaroasă (cu excepția unui banc de 1 m grosime, din bază, care este silicios). Ea conține lamele mari de mică și pe unele fețe de sedimentare are urme cărbunoase. Gresia are de obicei bobul mic, dar uneori apar și intercalații conglomeratice lenticulare, care dau gresiei aspectul cunoscut al Gresiilor de Fusaru, așa cum apare ea în jud. Dîmbovița, în Muntele Fusaru.

Bancul mediu (80 m grosime) este constituit dintr-o alternanță des repetată de argile cenușii-negricioase sau chiar brune, de grosimi care variază între 10 și 20 cm, cu aspectul argilelor care apar în nivelul inferior al Stratelor de Pucioasa, cu nisipuri cenușii-gălbui calcaroase, muscovitice, în strate ce nu depășesc de obicei 10 cm grosime, dar care totuși, în trei intercalații, la 20 m de baza nivelului, ajung la 1 m grosime. Foarte rar apar și strate subțiri de disodile tipice precum și intercalații de o gresie vînată, foarte dură, calcaroasă, cu hieroglife mici pe fața inferioară. Grosimea acestor gresii variază între 10 și 20 cm. În partea superioară nisipurile devin din ce în ce mai dese și cu grosimi din ce în ce mai mari, astfel că la un moment dat ele predomină

asupra argilelor, făcînd trecerea spre bancul imediat superior. În toată grosimea bancului apar frecvente calcare lenticulare în formă de pîini.

În afară de rari solzi de Pești, în intercalațiile disodilice dintre argile, și de Foraminifere, indiferente pentru stratigrafie, alte forme de viață nu am găsit nicăieri.

Bancul superior (70 m grosime) începe prin gresii masive friabile, gălbui sau albicioase pe suprafața de alterație și cenușii în spărtură proaspătă, care ajung, în baza bancului, pînă la 4 m grosime. Ele sunt separate prin strate subțiri de argile cenușii, sau strate cu lentile calcaroase paniforme. Cu cît ne ridicăm mai sus, grosimea gresiilor se reduce treptat. Argilele devin din ce în ce mai dese, astfel că la partea superioară nisipurile rămîn numai ca intercalații foarte subțiri, care apoi dispar complet în nivelul superior.

Urme de viață nu am observat nicăieri în acest banc.

Gresia de Fusaru a fost separată în Carpați de VOITEȘTI (113) și denumită astfel după Muntele Fusaru din jud. Dîmbovița, unde are cea mai tipică dezvoltare. Pe baze paleontologice, VOITEȘTI singur (113) și apoi împreună cu MRAZEC (59), au atribuit-o Eocenului mediu și superior.

Lucrînd în regiunea Văii Teleajenului, D. M. PREDA (89), bazat pe poziția stratigrafică a acestei gresii, o consideră ca un orizont al Oligocenului inferior și o echivalează cu Stratele de Bisericiani din Moldova. Discutînd aceste păreri, VOITEȘTI (118) susține că în V. Teleajenului Gresia de Fusaru apare în condițiuni tectonice anormale, iar mai tîrziu (119), studiînd faciesul acestei gresii între Prahova și Dîmbovița, o atribuie Eocenului mediu, iar Stratelor de Pucioasa (*sensu* MRAZEC) le dă o vîrstă eocen-superioară.

Într-o serie de comunicări anterioare (75, 78, 79) am arătat că Gresia de Fusaru aparține Oligocenului și nu poate fi echivalată, așa cum s-a făcut (113, 59, 31, 32), cu Gresia de Tarcău, care îi este inferioară stratigrafic și aparține Eocenului.

Nivelul superior (Stratele de Pucioasa superioare, cca 300 m grosime). Este constituit din argile cenușii-negricioase, uneori brune, cu intercalații subțiri de veritabile disodile și cu rare calcare paniforme. Aspectul general al acestui nivel nu se deosebește prin nimic de aspectul nivelului inferior. Dacă ar fi ceva de remarcat, este, poate, frecvența mai mică a calcarelor paniforme.

Pe una din aceste intercalații de calcare am găsit, în V. Cosminei, un fragment de Lamellibranchiat și un schelet de Pește, determinat de M. PAUCĂ ca *Scomber voiteștii* (PAUCĂ). Tot din acest nivel, VOITEȘTI citează la Moțăeni, pe Ialomița, schelete de Pești (113).

Orizontul Stratelor de Pucioasa, așa cum a fost definit de noi, este bine dezvoltat în cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani și se poate urmări din V. Drajna (fig. 3), pe un flanc și pe altul al bolții de Drajna—Homorîciu, pînă în V. Teleajenului. De aci spre W flancul de N este acoperit transgresiv de



depozite miocene, în timp ce depozitele din flancul sudic, reprezentate numai prin nivelele superioare, se continuă pînă în V. Praja, la Prăjani, unde reapar și parte din depozitele flancului nordic. De aci spre W ele se pot urmări neîntrerupt pînă la Melicești. În flancul sudic al Cuvetei de Drajna orizontul Stratelor de Pucioasa apare de sub Miocen la Bughea de Sus, în V. Bughea, și de aci se continuă pînă în V. Vărbilăului și dincolo de ea, pînă în V. Cosmina, unde dispăre pe o puternică linie de fractură.

Vîrsta Stratelor de Pucioasa a fost mult timp discutată. Atribuite la început Oligocenului (60), apoi cînd Eocenului (118, 119) de către unii geologi, cînd Oligocenului de alții (89, 90), aceste strate ajung prin a fi considerate de M. G. FILIPESCU ca depozite de tranziție între Eocen și Oligocen, atribuindu-li-se o vîrstă imprecisă, eocen-oligocenă (31, pag. 40). În aces orizont al Stratelor de Pucioasa M. G. FILIPESCU nu includea decît gresiile de la Homoriciu. Celelalte gresii de același tip aparțineau, după dînsul, Eocenului, și apăreau pretutindeni în condițiuni tectonice anormale. În comunicările făcute anterior (75, 78, 79), bazat pe poziția stratigrafică a acestor depozite, ele sprijinindu-se invariabil pe șisturile disodilice inferioare și suportînd Stratele de Izvoarele și șisturile disodilice superioare, le-am atribuit Oligocenului; pînă acum nu am nici un motiv care să mă îndreptățească să suspectez acest punct de vedere.

c) ORIZONTUL STRATELOR DE IZVOARELE

Pînă de curînd, orizontul acesta (70 — 100 m grosime) a fost înglobat, fie în Miocen, fie în Stratele de Pucioasa (31, 32) și considerat, în acest din urmă caz, ca fiind de vîrstă eocen-oligocenă.

În 1943 (75) l-am separat pentru prima dată ca atare și l-am denumit « Orizontul marnos », iar în 1944 (78) l-am paralelizat cu partea superioară a Stratelor de Podul Morii din Pintenul de Văleni, atribuindu-i o vîrstă oligocenă.

Am creat pentru acest orizont denumirea de « Strate de Izvoarele », după localitatea Izvoarele, de pe V. Crasna, unde apare tipic dezvoltat, pentru a preciza un nivel interesant, care, după cum se va vedea, se păstrează și în Pinza de Văleni—Buștenari.

Stratele de Izvoarele sînt constituite din gresii șiistoase, cenușii sau cenușii-verzui, muscovitice, cu spărtură pronunțat curbicorticală și cu numeroase hieroglife pe partea inferioară, alternînd cu marne șiistoase cenușii, bine stratificate, cu fețe satinat. În baza orizontului gresiile sunt foarte frecvente și ajung pînă la grosimi de 50 cm, dar pe măsură ce ne ridicăm în serie, ele devin din ce în ce mai rare și cu grosimi din ce în ce mai reduse (pl. II, fig. 2).

În general, orizontul are aspectul Eocenului și nu se deosebește de el decît prin aceea că, în timp ce pelitele Eocenului sînt deobicei lipsite de calcar, pelitele din Stratele de Izvoarele sînt totdeauna calcaroase.



În partea mijlocie a acestui orizont, pe V. Tarniței, la Cosmina, am observat o intercalație de 50 cm de cinerit.

La microscop, gresiile intercalate în acest orizont apar constituite din numeroase granule de cuarț, cu diametrul variind între 0,03 și 0,06 mm, între care predomină granulele de diametru mai mare. Ca elemente accesorii apar rare granule de feldspat. Cementul calcaros este constituit din microcristale de calcită.

Marnele din acest orizont au un procent de carbonați care variază între 17 — 25 %. Analizele făcute au arătat că acest procent scade pe măsură ce ne ridicăm spre partea superioară a orizontului. Astfel marnele din bază au 25 % carbonați, cele de la partea medie 20,5 %, iar cele de la partea superioară 16,75 %.

Semnalez acest fapt ca o constatare interesantă, dar, pentru moment, față de numărul analizelor făcute, cred că este prematur să tragem vreo concluzie în legătură cu condițiile de sedimentare.

Fragmente fosile nu am găsit nicăieri în cuprinsul regiunii.

Orizontul acesta este pretutindeni dezvoltat în Pînza de Homorîciu — Prăjani și se poate urmări ca o bandă continuă la partea superioară a Stratelor de Pucioasa și sub șisturile disodilice superioare, începînd din V. Drajna pînă în marginea de W a regiunii.

d) ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE SUPERIOARE

Acest orizont (100 — 200 m grosime) este constituit dintr-o alternanță de șisturi disodilice tipice, cu argile șistoase, brune-șocolatii, între care apar și cîteva intercalații (una de cca 15 m grosime) de marne cenușii nisipoase.

Pentru descrierea acestui orizont am ales un profil tipic, bine deschis, pe P. Ciortanului, la N de satul Melicești. Începînd de jos în sus orizontul acesta are aci următoarea constituție (pl. II, fig. 3):

60 m disodile tipice cu numeroși solzi de Pești și cu eflorescențe galbene de sulf, din care, pe fețele de separație, nu lipsesc rozetele de gips;

15 m marne cenușii nisipoase, la partea superioară a cărora se intercalează o argilă bentonitică de aproximativ 30 cm grosime;

15 m disodile tipice, cu o intercalație de argilă bentonitică de 1 m grosime;

30 m argile brune șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, cu două intercalații subțiri, a 50 cm fiecare, de disodile, și cu patru strate de argilă bentonizată, a căror grosime nu trece de 30 cm fiecare, complex la partea superioară a căruia se intercalează un nisip grosier de cca 1 m grosime;

30 m șisturi disodilice tipice, cu 5 strate de argile bentonitice, din care stratul median are aproximativ 2 m grosime;

2 m disodile tipice, peste care stau concordant gipsurile orizontului imediat superior.



Argilele bentonitice se pot distinge ușor prin culoarea lor albă-gălbuie, cu aspect de cinerit alterat, sau cenușie-vînătă, prezentînd caracterul argilelor smectice. Cu studiul și geneza lor s-a ocupat S. ANTON (1).

Resturile organice sînt reprezentate în acest orizont prin Diatomee, rari Radiolari și Globigerine.

Șisturile disodilice superioare sînt foarte bine reprezentate în tot cuprinsul Paleogenului din Pînza de Homorîciu—Prăjăni. Ele apar din V. Drajna (fig. 3) pe cele două f.ancuri ale bolții Dr jna—Homor.ciu și se continuă p.nă în V. Teleajenului, unde disodilele din flancul de N al bolții sînt acoperite transgresiv de depozitele miocene ale Cuvetei de Slănic, de sub care nu reapar decît în V. Slănicului. De aci spre W ele se pot urmări, cu maximum de dezvoltare, la N de Cosmina, pînă în marginea de W a regiunii, la Melicești.

Șisturile disodilice din flancul sudic al bolții de Drajna—Homorîciu se continuă neîntrerupt din marginea de E a regiunii, pînă în culmea de separație dintre V. Bughea și V. Slănicului, unde dispar tectonic.

În flancul sudic al Cuvetei de Drajna ele se pot urmări de sub Vf. Găvanu (V. Slănicului) pînă în V. Bughea, unde dispar sub Cuveta miocenă de Drajna și nu mai reapar decît pe V. Drajna, în dreptul satului Popești.

e) ORIZONTUL STRATELOR DE CORNU (ORIZONTUL GIPSURILOR INFERIOARE)

Acest orizont, de 50 — 150 m grosime, reprezintă sfîrșitul ciclului de sedimentare paleogen și pretutindeni unde apare este în perfectă concordanță de sedimentare cu depozitele oligocene de sub el, adică cu șisturile disodilice superioare și suportă discordant Miocenul, care începe prin conglomerate și gresii.

Cercetările pe care le-am întreprins în regiune mi-au permis să pot separa în acest orizont trei nivele, bine distincte (pl. II, fig. 4):

Nivelul inferior (10 — 30 m grosime și chiar mai mult). Este constituit din gipsuri și conglomerate poligene. El începe cu un strat de gips de cca 30 cm grosime, peste care stau marne și argile brune-șocolatii, de cca 3 m grosime. Aceste argile suportă un banc de gips de aproximativ 10 m grosime. Peste ele stau conglomerate poligene, lenticulare, a căror grosime variază între 0 m și 20 m sau chiar mai mult în unele locuri (V. Runcului). Materialul din care sînt constituite aceste conglomerate este reprezentat prin (31, pag. 54) fragmente de diabaz, pegmatit, porfir roșu, gnais, micașturi, șisturi grafitoase, șisturi cloritoase, cuarțite, calcare mesozoice roșii, marno-calcare senoniene cu *Picnodonta vesicularis* și Inocerami, calcare și marno-calcare eocene cu Polipieri și Nummuliți.

Un fapt demn de remarcat în acest orizont este substituirea gipsurilor prin calcare bituminoase, care pot ajunge o grosime de 5 — 8 m (Bughea de Sus), de culoare vînătă în spărtură proaspătă și albicioasă pe fețele de alterație și care,



lovite cu ciocanul, degajă un puternic miros de bitumen. Bazat pe datele furnizate de studiile microscopice, M. G. FILIPESCU arată că aceste calcare au luat naștere din gipsuri, sub acțiunea fenomenelor solfariene (urme de gips netransformat în interiorul calcarelor). Fenomenul de transformare ar consta în acțiunea bioxidului de carbon din aer și din apă, asupra oxidului de calciu, rezultat prin reducerea gipsului, sub influența hidrocarburilor. Carbonatul de calciu rezultat este criptocristalin și apoi, prin recristalizare, conduce la îmbucătățirea calcarului primordial în plaje neregulate. Părerea aceasta este confirmată în totul de observațiile de teren. Astfel, la Bughea de Sus, un strat masiv de gipsuri, care se poate urmări de la Vărbilău (de sub Vf. Găvanu), dispare brusc, iar în prelungirea lui apar calcare bituminoase masive care suportă aceleași strate ca și gipsurile și se sprijină tot pe șisturile disodilice.

Nivelul mediu (Nivelul gresiilor cu Operculine, cca 60 m grosime). Este constituit dintr-o alternanță de argile brune, cu aspectul șisturilor disodilice, cu marne cenușii cu multe Foraminifere și cu multe intercalații de conglomerate sau de marne cu prundiș. Destul de frecvent apar nisipuri galbene și nisipuri glauconitice și, mai rar, gipsuri (o intercalație de 10 cm grosime), precum și lentile de calcare bituminoase.

Caracteristica acestui nivel o constituie prezența unor gresii grosiere, alcătuite din aceleași elemente ca și conglomeratele poligene din nivelul inferior, foarte bogate în Operculine, între care M. G. FILIPESCU (31, pag. 53) a determinat *Operculina complanata* DEFR. Nu am putut distinge decât două intercalații de asemenea gresii, situate spre partea superioară a nivelului.

Nisipurile și gresiile glauconitice au foarte multe Foraminifere și nu rareori chiar fragmente de macrofosile, imposibil de determinat. Materialul detritic al acestor gresii este reprezentat prin granule angulare de cuarț, bogate în incluziuni de zircon, rutil și apatit, fragmente de roce silicioase, fragmente de calcar microgranular cu organisme, fragmente de Inocerami, lamele de muscovit, biotit și clorit (31, pag. 121).

Tot în aceste roce M. G. FILIPESCU citează și prezența mineralelor grele, ca: granat, turmalin, zircon, staurotid, rutil, topaz și glaucofan. Acest din urmă mineral este caracteristic pentru șisturile cristaline, dar până acum nu a fost semnalat nicăieri în Carpați și nici în Dobrogea (31). Mineralele autigene sînt reprezentate prin glauconit, pirită, fosfat de calciu și romboedri de calcit.

În acest nivel, pe V. Teleajenului, la Cernești, M. FILIPESCU (31, pag. 55) citează dintr-o marnă compactă, *Nephrolepidina* sp., în asociație cu *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE, asociație asemănătoare cu cea menționată, spune dînsul, de DAGUIN, în calcarele nisipoase chattian-aquitaniene de la Sidi-Mousa (Marocul occidental).

La partea superioară a nivelului apare un conglomerat mărunț de 1 m grosime, în care se găsesc foarte mulți Nummuliți și în special Nummuliți striati.



Ca limită superioară a acestui nivel am considerat o marnă albă tufacee, cu foarte multe Globigerine și alte Foraminifere, și a cărei grosime nu depășește 1,50 m.

Nivelul superior (nivelul gresiilor cu *Pecten*, cca 60 m grosime). Este constituit din argile brune, cu aspectul șisturilor disodilice, uneori negricioase, iar alteori de un verde-oliv, sfărâmicioase, în alternanță cu marne cenușii cu Foraminifere, cu marne cu prundiș și, mai rar, cu nisipuri glauconitice.

În baza acestui orizont apare o gresie glauconitică, friabilă, de 2 — 3 m grosime, în care se găsesc frecvente forme de *Pecten*, foarte rău conservate în cuprinsul regiunii noastre. Această gresie reprezintă echivalentul stratigrafic al gresiei din V. Crasna, de la Schiulești, în care s-au determinat cele trei specii de *Pecten* cunoscute: *Pecten hœrnensis* DEP. și ROM., *Pecten beudanti* BAST. și *Pecten pseudobeudanti* DEP. și ROM. Mai târziu, din aceeași gresie, M. G. FILIPESCU (31, pag. 53) a determinat o altă specie, *Pecten convexior* ALMERRA și BOFFILL.

Deasupra nisipurilor glauconitice cu *Pecten* stă un complex de cca 50 m, constituit dintr-o alternanță de argile cu marne cenușii și marne cu pietriș, peste care se sprijină discordant Miocenul inferior cu conglomerate și gresii.

Ceea ce constituie caracteristica aproape esențială a Stratelor de Cornu este prezența în cantitate foarte mare a glauconitului. Un studiu amănunțit asupra lui este datorit lui M. G. FILIPESCU (31, pag. 124 — 134). Vom reține din acest studiu două fapte:

Că glauconitul nu se întâlnește decît în depozite neritice și are o mare răspîndire atunci cînd organismele sînt bine dezvoltate, fiind în special abundent cînd materia sapropelică și pirită sînt în cantitate minimală sau lipsesc;

Că depozitele glauconitice lipsesc complet în regiunile lagunare.

Prin jocul fenomenelor de subsidență și în legătură cu o bogată microfaună se realizau alternativ condițiuni favorabile, cînd pentru formarea șisturilor bituminoase, cînd pentru formarea glauconitului.

Pînă de curînd majoritatea geologilor romîni admiteau că sarea este cantonată strict în acest orizont. M. G. FILIPESCU, descriîndu-l (31, pag. 124), spune că este constituit dintr-o alternanță de depozite neritice și pelagice «care se termină cu depozite lagunare tipice, reprezentate prin sare și gips».

Din profilele de detaliu pe care le-am prezentat se poate constata că gipsuri se găsesc și la partea inferioară a orizontului. Pe toată grosimea acestui orizont, în afară de aceste gipsuri masive, nu am întîlnit în regiunea studiată decît cîteva intercalații brune de șisturi gipsoase și o intercalație de gips de cca 10 cm grosime, în partea medie a orizontului.

În ceea ce privește seria de deasupra gipsurilor, constatăm că ea este constituită dintr-o întrepătrundere de depozite net marine neritice (conglomerate, gresii, gresii glauconitice cu *Pecten*, gresii cu *Operculine*, marne cu *Fora-*



minifere), cu depozite de mare închisă, liniștită, cu fundul neaerisit (șisturi disodilice, argile sapropelice bituminoase). Nicăieri nu am reușit să observ indicații despre prezența sării.

Cum gipsul din baza Stratelor de Cornu reprezintă un stadiu lagunar al mării Flișului oligocen ne putem totuși întreba dacă, final, nu s-ar fi putut ajunge în aceste părți la o lagună de concentrare cu gipsuri și eventual sare. Studiind raporturile dintre depozitele Miocenului și cele ale Oligocenului, constatăm că depozitele miocene stau transgresiv peste diferite nivele ale Stratelor de Cornu, astfel că, de fapt, noi nu putem ști cu destulă precizie dacă întregul orizont al Stratelor de Cornu este accesibil observațiilor directe. Nu este exclus ca transgresiunea Miocenului să acopere pretutindeni partea superioară a acestui orizont, în care ar putea exista, poate, gipsuri și masive de sare, păstrate sub cuvetele miocene. În porțiunea vizibilă a Stratelor de Cornu însă, nu cunosc, din propriile observații, masive de sare sau măcar izvoare sărate, care să apară neîndoios în legătură cu aceste strate.

Stratele de Cornu sînt foarte bine reprezentate în Paleogenul Pinzei de Homorîciu—Prăjani. Ele formează o bandă aproape continuă, la partea superioară a șisturilor disodilice superioare, ce se poate urmări din V. Drajna (fig. 3) pînă în V. Teleajenului (fig. 4), deoparte și de alta a bolții Drajna—Homorîciu. În V. Teleajenului orizontul din flancul de N al bolții este acoperit de transgresiunea Miocenului și nu reapare decît în V. Slănicului, de unde se continuă apoi peste V. Vărbilăului și fundul Văii Cosmina, pînă în marginea de W a regiunii. În flancul de S al bolții de Drajna—Homorîciu, același orizont se continuă din V. Teleajenului pînă la E de Prăjani, unde dispare tectonic împreună cu șisturile disodilice superioare.

În flancul sudic al Cuvetei de Drajna, acest orizont se poate urmări continuu din V. Slănicului pînă în V. Bughea, unde dispare sub Cuveta miocenă de Drajna, de sub care apare în anticlinale, pe linii de fracturi, în V. Parasca, la Olteni, în V. Teleajenului, la N de confluența cu V. Drajna și în V. Drajna, la Popești. În petece izolate apare la S de Bughea de Sus și la Podul Ursului.

Vîrsta acestui orizont a fost mult discutată. Primul care l-a atribuit Aquitanianului, bazat pe poziția lui stratigrafică, a fost Prof. G. MACOVEI (42, 45). Probe paleontologice pentru vîrsta lui aquitaniană aduce M. G. FILIPESCU (31). Dînsul, bazîndu-se pe asociația « de forme paleogene (Nimmuliți, Lepidocycline și Clupeide), cu forme care aparțin și Paleogenului și Neogenului (Operculine) și cu forme curat neogene (Pectinide) », consideră că aceste depozite reprezintă o serie de « tranziție de la Oligocen la Neogen » și ar aparține deci Aquitanianului. « Mai mult încă, spune dînsul, s-ar putea ca depozitele marine cu Pectinide să reprezinte formațiuni aquitaniene cu o faună precursorie faunei neogene ».

Prof. G. MURGEANU (71, 72), bazat pe frecvența Orthophragminelor, forme cu o valoare paleontologică evidentă, în calcarele intercalate în orizontul



gipsurilor inferioare de la Corbi (Vadul Meilor), atribuie acestui orizont o vîrstă priaboniană.

Analizînd valoarea argumentelor paleontologice aduse de M. G. FILIPESCU, Prof. MURGEANU conchide, în ceea ce privește forma de *Nephrolepidina* sp., că secțiunile figurate de M. G. FILIPESCU nu sînt suficient de concludente, pentru a afirma cu siguranță prezența acestui gen la noi în țară. Asupra formelor de *Pecten*, observînd distribuția lor, dînsul spune că toate formele descrise sînt caracteristice, după DEPERET și ROMAN, primului etaj mediteraneean și conchide: « Cînd ai patru forme de vîrstă burdigaliană sau helvețiană și nimic mai mult pentru o întreagă regiune geologică, este riscat să atribuie Aquita-

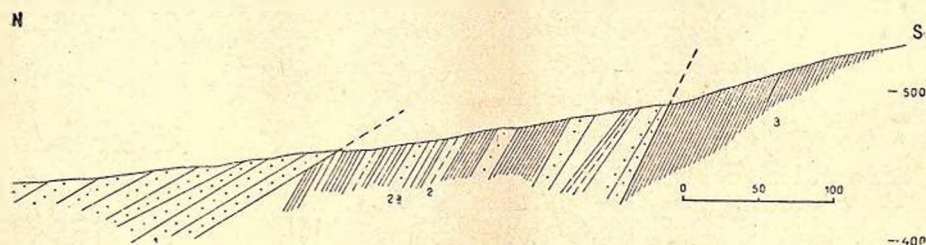


Fig. 6. — Profil pe Valea Sghiboaia (la Alunișu), la contactul Miocen-Oligocen.

1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 2a, Strate cu Pecten; 3, șisturi disodilice superioare.

nianului depozitele care le cuprind, presupunînd numai că ele reprezintă o faună care anunță Neogenul ».

Vîrsta priaboniană a gipsurilor, pe baza Orthophragminelor, « nu întîlnește deci, pînă aci, vreo opoziție serioasă de ordin paleontologic ».

Examinînd valoarea argumentelor paleontologice ale Prof. G. MURGEANU, trebuie să recunoaștem că, privită din punctul de vedere al prezenței Orthophragminelor, problema vîrstei gipsurilor inferioare nu-și putea găsi o rezolvare mai fericită. Există totuși un punct în argumentația paleontologică a Prof. M. G. FILIPESCU, căruia Prof. G. MURGEANU, se pare, nu i-a acordat suficientă atențiune. Anume, este poziția stratigrafică a Stratelor cu Pecten. Examinînd profilul figurat de M. G. FILIPESCU pe V. Crasna, la Schiulești (31, pag. 57), pe care de altfel l-am văzut și noi, se constată că peste șisturile disodilice ale Oligocenului, stă o gresie grosieră glauconitică, în care se găsesc resturile de Pecten, iar peste ea se aștern, în perfectă concordanță, depozite evaluate de M. G. FILIPESCU la cca 100 m grosime, constituite din șisturi bituminoase cu solzi de Pești. Numai peste acest complex stau conglomeratele Miocenului, care nu conțin, cel puțin din cîte cunoștem pînă acum, nici o urmă de fragment fosil.

În profilul de pe P. Sghiboaia, la Alunișul, (fig. 6), constatăm că Stratele cu Pecten se sprijină pe argile șistoase, cu aspectul șisturilor disodilice, și pe marne cenușii cu Foraminifere, și suportă, concordant, șisturi argiloase, bitu-

minoase, cu solzi de Clupeide, alternînd cu marne cu Foraminifere și gresii glauconitice, peste care stau apoi, net discordant, depozitele conglomeratice ale Miocenului.

Din aceasta reiese, fără nici o urmă de îndoială, că Stratele cu Pecten țin stratigrafic de Stratele de Cornu și nu de Miocenul transgresiv.

Trecînd în regiunea de la Corbșori, se constată că orizontul cu gipsuri, între care se intercalează normal calcare și marne cu Orthophragmine, se sprijină pe disodile și suportă transgresiv conglomeratele miocene, adică are stratigrafic exact aceeași poziție ca orizontul cu gipsuri din regiunea noastră. Mai mult încă, într-o comunicare recentă (79) am arătat că toată seria paleogenă din V. Vilsanului și V. Doamnei, atribuită de Prof. G. MURGEANU (71, 72) Eocenului, se poate paraleliza cu Stratele de Pucioasa, în care Gresia de Corbi și conglomeratele inferioare ar reprezenta echivalentul Gresiei de Fusaru și ar aparține Oligocenului.

Judecînd după prezența formelor de *Pecten*, pe care Prof. MURGEANU este de acord a le considera de vîrstă burdigalină sau chiar helvețiană, ar trebui să atribuim acestui orizont, în cel mai bun caz, o vîrstă miocenă, dar în nici un caz priaboniană.

În regiunea noastră Eocenul este bine caracterizat atît petrografic cît și microfaunistic (75). Schimbarea bruscă de facies care intervine odată cu apariția primelor șisturi disodilice, după studiile asupra microfaunei Paleogenului din V. Sibiciului, făcute de C. STOICA (103), corespunde și cu o netă schimbare a microfaunei. Mai mult încă, cu toate că în Oligocen există recurențe de facies eocen (Gresiile de Fusaru, Stratele de Izvoarele), microfauna eocenă nu mai reapare. În V. Sibiciului C. STOICA (103) constată, în șisturile disodilice intercalate în Gresia de Kliwa inferioară, o microfaună cu totul deosebită de cea eocenă, pe care o compară, în parte, cu microfauna descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria și, mai bine încă, cu microfauna descrisă de RUDOLF GRILL în Oligocenul de la Gallneukirchen. Determinările faunei de Pești în diferite regiuni ale Carpaților, făcute de M. PAUCĂ (82, 83, 84), au arătat că speciile întîlnite sînt caracteristice pentru Oligocen și se paralelizează cu faunele de Pești din Galiția, Croația și Bazinul Mainz. În Alsacia, șisturile cu Pești, corespunzătoare cu argilele cu Septarii din Germania, sigur oligocene, sînt atribuite Stampianului, adică Oligocenului mediu. În basinul provençal (Marseille, Aix și Apt Forcalquier) Grupa de Aix, celebră prin bogăția sa în urme de Pești, este atribuită tot Stampianului. În Ungaria, Peștii sînt extrem de frecvenți în Oligocen, iar în Transilvania, la Ileanda Mare, în șisturile disodilice oligocene, KOCH citează fragmente de *Meletta* sp. (44).

În Polonia, HORWITZ (39), analizînd critic lucrările geologilor ROGALA (98, 99, 100), PAZDRO (85), BIEDA (14), H. DE CIZANCOURT (19), care concludeau că șisturile menilitice sînt de vîrstă eocenă, ajunge la concluzia că nu s-au distins suficient șisturile menilitice ca facies, de șisturile menilitice

ca nivel stratigrafic și că totul rămîne «ca mai înainte». Șisturile menilite din Carpați, atît de universal răspîndite și atît de caracteristice, sînt de vîrstă oligocen-inferioară.

Pentru aceste considerente se atribuie șisturilor disodilice, cît și Stratelor de Cornu pe care le susțin, o vîrstă oligocenă.

În ceea ce privește vîrsta aquitaniană a Stratelor de Cornu, problema este mai complicată. M. G. FILIPESCU (31, pag. 55) menționează că asociația de *Nummulites incrassatus* DE LA HARPE cu *Nephrolepidina* sp. este asemănătoare cu cea citată de DAGUIN în calcarele chattian-aquitaniene din Preriful Marocului occidental. Dar această asociație este caracteristică pentru Oligocenul inferior. Aquitanianul din această regiune este dezvoltat în facies marin și subcontinental și este caracterizat prin asociația dintre *Nephrolepidina marginata* și *Nephrolepidina tournoueri*, din care formele de Nummuți mici sînt excluse cu desăvîrșire. În asociația de Lepidocicline cu Nummuți mici (gr. *incrassatus* și gr. *vascus*), caracteristică pentru Oligocenul inferior, care de altfel apare din Eocen, sînt reprezentate și alte forme de Foraminifere: *Amphistegina*, *Heterostegina*, precum și Plante inferioare (*Lithothamnium*). Pentru Chattian este caracteristică asociația de Lepidocicline cu *Amphistegina*, *Heterostegina* și *Lithothamnium*. La aceste forme se adaugă și forme de Operculine dar se exclude prezența Nummuților mici.

M. G. FILIPESCU citează dintre aceste forme (31 pag. 53) *Nummulites incrassatus*, *Operculina complanata*, *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*), *Amphistegina* sp. și *Lithothamnium*, o asociație caracteristică, după LACOSTE, pentru Oligocenul inferior, adică pentru Lattorfian-Rupelian, în care nu-și are locul *Operculina complanata*. Dînsul pune însă accentul principal, în fixarea vîrstei aquitaniene a Stratelor de Cornu, pe prezența Pectinidelor. Monografia Pectinidelor a lui DEPERET și ROMAN datează din 1902. De atunci încoace date noi au fost aduse. M. FILIPESCU însuși (comunicare verbală) afirmă că în convorbirile pe care le-a avut personal cu ROMAN, acesta i-a comunicat că *Pecten convexior* coboară pînă în Aquitanian, iar după alții, Pectenii apar în Preriful Marocului (Masivul Isoual), chiar din baza Oligocenului.

Așa dar, dacă specii de Pecten, care mai înainte erau caracteristice pentru Miocen, se constată acum că există și în Oligocen, ne putem întreba dacă în regiunea noastră nu ne găsim în situația de a avea chiar în Oligocen, forme care în alte părți nu apar decît în Miocen. În felul acesta s-ar putea spune că în Stratele de Cornu nu există nici o formă strict caracteristică Neogenului, ci numai forme paleogene (Nummuți, Lepidocicline) și forme comune Paleogenului și Neogenului (Operculine, Pecten).

Judecînd în lumina acestor date, după prezența Nummuților mici (*Nummulites incrassatus*) acest orizont pare a fi de vîrstă lattorfian-rupeliană și în nici un caz aquitaniană. Dacă totuși ținem seamă de faptul că în calcarele Chattianului de Sidi-Mousa, DAGUIN citează forme de Nummuți mici din grupul



incrassatus, în asociație cu *Nephrolepidina* sp., și de faptul că pentru Chattian, se consideră caracteristică o asociație de *Lepidocyclina*, *Amphistegina* și *Heterostegina*, la care se adaugă și forme de *Operculina*, este mai probabil că Stratele de Cornu aparțin Chattianului, adică trebuie situate, în orice caz, sub Aquitanian.

Credem că nu vom putea avea o idee justă asupra vârstei acestui orizont decît studiind în detaliu microfauna, care este foarte bogată și care ne va spune dacă punctul de vedere exprimat aci de noi, rămîne sau nu valabil.

Pentru aceste motive, în cursul expunerii nu am întrebuințat nici denumirea de Aquitanian, nici pe cea de Chattian, ci pe cea de Strate de Cornu sau de gipsuri inferioare, denumiri introduse și consacrate deja în literatură.

3. MIOCENUL

În cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani depozitele Miocenului sînt foarte bine reprezentate. Ele formează două mari cuvete, Cuveta de Slănic și Cuveta de Drajna, ambele sprijinindu-se discordant pe Paleogenul pînzei. Depozitele de bază care ne interesează, atribuite Burdigalianului (89, 31), sînt în general reprezentate prin conglomerate poligene, mai mărunte sau mai grosiere, cenușii sau roșcate, constituite din blocuri de: diabaze, șisturi cristaline, cuarțite, calcare și gresii mesozoice și eocene (31, pag. 64). Materialul din care provin aceste conglomerate pare a avea o origine carpatică.

După M. G. FILIPESCU, aceste conglomerate ar fi în cea mai mare parte laminate pe liniile de dislocație dintre Paleogen și cuvetele neogene; cum vom vedea, contactele sînt, cu foarte mici excepții, normale. Este însă probabil că aceste conglomerate bazale au o dezvoltare mai mult locală și în general se poate constata că, pe măsură ce mergem de la W spre E și de la N spre S, ele își pierd din importanță, fiind substituite prin conglomerate mai mărunte, prin gresii grosiere și chiar prin nisipuri, care suportă apoi și ele, ca și conglomeratele de la N și E, orizontul roșu al Miocenului.

B) DEPOZITELE PÎNZEI DE VĂLENI—BUȘTENARI

1. EOCENUL

În Eocenul acestei pînze am putut separa două orizonturi, bine caracterizate din punct de vedere petrografic (pl. I, fig. 1):

- a) Orizontul argilelor verzi și gresiilor cu hieroglife, la partea inferioară;
- b) Orizontul argilelor verzi și roșii (Stratele de Plopu), la partea superioară.

a) ORIZONTUL ARGILELOR VERZI ȘI GRESIILOR CU HIEROGLIFE

Caracteristica acestor depozite, de o grosime vizibilă de cca 350 m, o constituie prezența unor gresii fine, de culoare vînată, uneori negricioasă, foarte dure, muscovitice, calcaroase, cu numeroase diacaze de calcit, cu spărtură



curbicorticală accentuată și cu foarte multe hieroglifice pe fața inferioară, alterând cu argile verzi, foioase, muscovitice pe fețele de separație.

Între marne și gresii se găsesc, mai rar, intercalații de gresii micacee, cenușii-gălbui, friabile, marne calcaroase vinete, dure, cu Fucoide, constituind adevărate marne de ciment, și mai rar încă, nisipuri în strate foarte subțiri, de culoare galbenă pe suprafețele nealterate și brune-roșcate pe suprafețele de alterație.

În partea inferioară a orizontului apar câteva intercalații de o gresie calcaroasă, de culoare vinată în spărtură proaspătă și galben-cenușie pe suprafețele de alterație, care ajunge uneori la grosimi de 0,50 m și care, macroscopic, amănuntește foarte bine Gresia de Tarcău.

După M. G. FILIPESCU, gresiile dominante ale acestui orizont apar la microscop ca fiind constituite din granule de cuarț foarte colțuroase, cu diametrul maxim de 0,05 mm, prezentându-se mai mult sub forma unor așchii, bogate în incluziuni de rutil. Împreună cu cuarțul apar lamele de muscovit, biotit și clorit. Ele sînt dispuse în șiruri paralele care dau roci o textură șistoasă și spărtură curbicorticală. Mineralele grele sînt frecvente în aceste gresii. Ele sînt reprezentate prin: zircon, turmalină, rutil, topaz, epidot etc. Spre deosebire de Gresia de Tarcău, grenatul lipsește. Cimentul este argilos, constituit din fișii de substanțe argiloase, cu birefringență slabă.

Bazat pe aceste date, M. G. FILIPESCU crede că sedimentele s-au format într-o zonă neritică, în condițiuni nefavorabile vieții (resturile organice lipsesc), iar după natura mineralelor grele conchide că materialul sedimentat provine de pe Vorlandul geosinclinalului Flișului, fapt care nouă ni se pare încă discutabil.

Una din problemele în legătură cu acest orizont este problema hieroglifelor. Aceste hieroglifice reprezintă umflături vermiculare sau aciculare de dimensiuni foarte variate, ajungînd uneori la diametre de peste 1 cm și la lungimi de 10 — 15 cm, sau chiar mai mult. Alte ori aceste umflături sînt rotunde, prezentîndu-se ca niște excrescențe de dimensiuni iarăși foarte variate.

La microscop, o secțiune transversală printr-o hieroglifă arată o masă fundamentală uniformă, constituită din calcită, în granule ce nu depășesc în general 0,01 mm diametru. În această masă sînt prinse foarte rare granule de cuarț sau de mică și foarte frecvent apar niște globule de formă ovoidală sau sferică, cu contururi, fie nete, fie difuze, formate din cristale de calcită, ceva mai mari și mai transparente, care ajung la 0,02 mm diametru. Aceste vezicule par să reprezinte începutul unei diageneze, cu tendință de recristalizare a calcitei în cristale ceva mai mari. În același timp, nu este exclus ca ele să reprezinte forme microfosile calcaroase, dizolvate și redeuse sub formă de calcită, larg cristalizată. Unele din aceste vezicule au interiorul constituit dintr-o masă granulară de glauconit.

Marginea externă a hieroglificei este constituită dintr-o substanță brună de oxizi de fer, care pătrunde pe fisuri spre interiorul hieroglificei. Unele din aceste

umpluturi de oxizi de fer se desprind de margine și rămân incluse în interiorul hieroglificei, ceea ce pare a indica un fenomen de creștere a acesteia.

Toate hieroglificele apar pe suprafața gresiilor ca forme pozitive și nu ca mulaje.

Pentru geologii și paleontologii vechi cuvîntul hieroglifă avea un sens larg. El îngloba toate accidentele de pe suprafața rocilor care apăreau ca forme de viață nesigure, urme de cochilii de Moluște sau de Viermi, precum și forme cu origine necunoscută, care apăreau pe suprafața unor gresii. Existența lor a fost de mult remarcată, iar originea lor a fost viu discutată. Unii cercetători, cred că cel puțin o parte din ele sînt Alge, în timp ce alții susțin că parte din aceste Alge sînt simple amprente mecanice de apendice de animale mergînd pe sedimente moi sau tipare formate în apă prin rostogolirea particulelor solide pe suprafața nămolului lăsat de apă; alții le-au luat drept urme de Viermi.

La noi, O. PROTESCU (91) crede că prin hieroglifice trebuie să se înțeleagă figurile provenite pe cale mecanică, în urma mișcării stratelor. Cînd roca este moale, grație alunecării stratelor, moleculele de material sedimentat pierd aderența, materialul se dislocă și rezultă o serie de figuri, a căror mărime și formă sînt în raport cu vîscozitatea masei, cu mărirea grăunțelor și cu natura petrografică a materialului sedimentat. După observațiile sale, aceste forme ar apare numai pe partea superioară a stratelor, fapt care, vom vedea, nu corespunde cu realitatea.

În literatura mai nouă, date interesante se întîlnesc în publicațiile sovietice. Cercetătorii sovietici au întrebuițat hieroglificele în ultimul timp pentru determinarea poziției stratelor, în rezolvarea problemelor de tectonică și au dat chiar și unele explicații asupra originii unora dintre ele.

Din observațiile pe care le-am făcut personal în cuprinsul regiunii, precum și din comunicările verbale făcute de aproape totalitatea geologilor care au lucrat în Fliș, pare a reieși neîndoios că la noi hieroglificele n-au fost observate pînă acum decît pe o singură parte a gresiilor și anume pe partea inferioară. Urmărind profilele normale în regiune, atît în Eocen, cît și în Oligocen, acest lucru reiese foarte clar.

Astfel, în profilul Văii Drajna, în Stratele de Plopu, care stau normal sub sisturile disodilice inferioare și care sînt suportate de Gresia de Tarcău, hieroglificele nu se observă decît pe partea care privește spre Gresia de Tarcău, adică pe partea inferioară.

Pe V. Turburea, la N de satul Turburea, Eocenul care suportă concordant sisturile disodilice inferioare ale Oligocenului din Pintenul de Văleni, are hieroglifice numai pe partea inferioară a gresiilor. La Pițigoiul, S de Drajna, unde Eocenul încalecă peste Oligocen, hieroglificele apar numai pe partea superioară, evidențiind răsturnarea stratelor. Pentru Oligocen constatările concordă întru totul cu cele făcute în Eocen. În V. Zimbreaia, în V. Teleajenului, în V. Vărbi-



lăului, în V. Cosminei, în seria gresoasă a Oligocenului, hieroglifile stau numai pe fața inferioară. Ceea ce se poate afirma cu siguranță este că nicăieri în cuprinsul regiunii nu am găsit hieroglifile decît pe fața inferioară, cel puțin atît timp cît nu se inversează ordinea stabilită în Paleogen, că șisturile disodilice sînt superioare argilelor roșii.

Faptul că pînă astăzi nu cunoaștem o explicație plauzibilă asupra originii tuturor acestor forme, se datorește, în primul rînd lipsei mulajului. Acolo unde pe o gresie, la contactul cu marnele, se observă hieroglifile, pe marne nu am putut observa mulajul acestor forme, fapt confirmat și de alți geologi. Această observație pare să excludă ipoteza că ele ar reprezenta urme de Viermi sau urme de animale în mișcare pe fundul mîlos, de oarece, în acest caz, existența mulajului ar fi necesară. Pe de altă parte, în cazul cînd ar reprezenta fenomene mecanice, nu putem întrevădea care ar fi cauzele care să formeze astfel de urme, atît de variate, numai pe o singură parte și anume, în mod cu totul neîndoielnic, numai pe fața inferioară.

Din cauza condițiilor tectonice în care apare orizontul argilelor verzi și al gresiilor cu hieroglifile, nu cunoaștem din el decît o porțiune de cca 350 m, astfel că nu putem ști care este constituția părții lui inferioare și pe ce formațiuni se sprijină. Din aceste motive problema rămîne încă deschisă. În Moldova, unde corospondentul acestui facies a fost descris recent de ION ATANASIU (6, pag. 161), situația este aceeași. Dînsul presupune numai că trecerea dintre Cretacicul superior și Eocen este gradată și continuă și că absența Paleocenului sau a unei părți din Eocen este puțin probabilă.

Din nefericire, în regiunea noastră nu putem face nici măcar această presupunere. Este probabil că deslegarea problemei se va putea face în regiunea văii Buzăului, unde Flișul eocen pare a fi mai bine deschis și mai puțin afectat de fenomenele tectonice, decît în acest capăt de pînză.

Prin poziția lui stratigrafică, sub Stratele de Plopu, reprezintă un echivalent al Gresiei de Tarcău. El conține o microfaună cu totul deosebită de cea a Senonianului (75). Cum Gresia de Tarcău am considerat-o ca reprezentînd în întregime Eocenul, credem că și acest orizont, atît cît apare la zi, trebuie atribuit în întregime, tot Eocenului.

Pînă de curînd acest facies a fost considerat de D. M. PREDA (89, 90), cît și de M. G. FILIPESCU (31), ca fiind lipsit de resturi organice. Într-o comunicare anterioară (75) am arătat că argilele conțin o bogată microfaună, constituită în special din forme aglutinante, formele calcaroase fiind mai rare. Mai recent, C. STOICA (103), lucrînd în V. Buzăului, descrie în acest orizont o microfaună constituită tot din forme aglutinante, asemănătoare cu cea din regiunea Vălenii de Munte, faună pe care o compară cu cea descrisă de GRZYBOWSKY la Wadowice, Okolicy, Krosno, Gorlice, Dukla și Wola Luzanska. Pentru moment este greu de a trage, din prezența acestei microfaune, o concluzie hotărîită asupra vîrstei acestui orizont. Ceea ce se poate totuși spune este că

această microfaună se deosebește net de microfauna pe care o cunoaștem din marnele roșii senoniene de la Gura Beliei (75).

Acest orizont al Eocenului apare bine dezvoltat în Plaiul Arseneselor, la E de Teleajen, de unde se continuă neîntrerupt pînă în V. Teleajenului, cînd se scufundă sub Cuveta de Drajna. Mai la S, același orizont apare în culmea dintre V. Turburea și V. Zimbroya, în două fișii înguste, separate printr-o ivire de Oligocen, și se continuă peste V. Turburea, pînă în V. Teleajenului, unde dispare pe o linie tectonică, pentru a reapare la S de Bughile de Sus, pe V. Bughea. De aci spre E este acoperit de Pînza de Homorîciu—Prăjani.

Scoatem din acest orizont depozitele cu material de Eocen brețiat de la S de V. Vărbilăului (sub Vf. Măgura), de la S de Podul Ursului, de la Vîlcănești, de la N de Recea și de la S de Cosminele de Jos, deoarece aceste depozite, după cercetările lui GR. POPESCU (87), cît și după observațiile noastre, aparțin breției miocene a sării.

b) ORIZONTUL ARGILELOR VERZI ȘI ROȘII (STRATELE DE PLOPU)

Elementul caracteristic al acestui orizont (cca 150 m grosime) îl constituie prezența unor intercalații de strate argiloase, de culoare roșie-vișinie, ce nu depășesc 50 cm grosime și a căror frecvență este destul de redusă. Luate în totul, argilele roșii nu pot reprezenta mai mult de 10 % din grosimea întregului orizont. Ele alternează cu argile verzi, care nu se deosebesc întru nimic de argilele din orizontul inferior, între care se intercalează, ici-colo, aceleași gresii cu spărtură pronunțat curbicorticală, cu hieroglife pe partea inferioară, identice și ele cu cele din orizontul inferior.

După M. G. FILIPESCU (31, pag. 112 — 113), argilele roșii din Pînza de Văleni—Buștenari apar, la microscop, constituite din granule mici de cuarț (0,01 mm diametru), împreună cu care se găsesc fragmente mici de calcar, cuarțit, șisturi cristaline și numeroase lamele de muscovit. Ca minerale secundare se întîlnește pirită, limonit, hematit, care pigmentează roca. Cimentul este constituit din materie argilooasă, amorfă sau criptocristalină, amestecată cu o slabă proporție de carbonat de calciu.

După dînsul, resturile organice nu apar în secțiunile făcute prin aceste argile, dar prin spălare s-a putut totuși culege o bogată microfaună, atît de noi personal cît și de colegi (S. ANTON, C. STOICA), cu al cărei studiu s-a ocupat R. NOTH. Această microfaună nu se deosebește prea mult de microfauna argilelor verzi din acest orizont, sau din orizontul inferior. În 1943 (75) am dat o listă a formelor cunoscute atunci în Eocen. Studiind Eocenul din V. Sibiului, C. STOICA (103) separă, pe baza microfaunei, două orizonturi: unul inferior, în care predomină microfauna aglutinantelor și unul superior, sub Gresia de Lucăcești, în care, între formele aglutinante, apar mai multe forme



calcaroase. Este sigur că acest ultim orizont reprezintă echivalentul stratigrafic al Stratelor de Popu din Pînza de Văleni—Buștenari. Ceea ce pare oarecum curios în regiunea Văii Sibiciului este faptul că C. STOICA nu citează existența argilelor roșii. Dînsul vorbește de « marne verzi calcaroase sau verzi cu rare pete roșcate », fără să precizeze în care din nivele apar aceste marne. În prelungirea spre W a Eocenului din V. Sibiciului, în regiunea Văii Teleajenului, argilele roșii sînt totuși bine reprezentate, iar în Moldova ION ATANASIU (6) le citează la partea superioară a Eocenului, în toate unitățile. Din aceste motive credem că lipsa lor în orizontarea Eocenului din V. Sibiciului reprezintă o scăpare sau este, poate, datorită lipsei unor bune deschideri.

După poziția lor stratigrafică, Stratele de Popu aparțin Eocenului și anume părții lui superioare. Față de Pînza de Homorîciu—Prăjani ele nu-și schimbă aci aproape de loc constituția. Cel mult s-ar putea releva o ușoară creștere a elementului gresos și a argilelor roșii.

Stratele de Popu urmăresc în mod constant aria de distribuție a orizontului inferior, situîndu-se la partea lui superioară. Pe o fișie îngustă apar în V. Teleajenului, la gura Pîrîului Valea Rea, de unde se continuă spre W pînă în V. Bughea, cînd dispar tectonic. Mai la N, apar pe V. Parasca, în baza șisturilor menilitice inferioare și de aci se pot urmări neîntrerupt pînă la Bughea, unde dispar sub unitatea mai internă (Pînza de Homorîciu—Prăjani). O altă fișie îngustă apare la Cosmina, la S de Podul Ursului, dar dispare foarte repede sub cuvetele miocene.

2. OLIGOCENUL

Peste Stratele de Popu, în regiunea Văii Buzăului și în Moldova, stă o gresie cuarțoasă, alb-gălbuie, Gresia de Lucăcești, de cca 40 m grosime. Cu toate că în regiunea Văii Teleajenului am observat multe profile la limita Eocen-Oligocen, din care unele perfect deschise (fig. 7), nu am găsit nicăieri această gresie. Cum este greu de admis că ea lipsește pretutindeni din motive tectonice și cum lipsa ei am constatat-o și în Pînza de Homorîciu—Prăjani, am admis că această lipsă este datorită unei substituiri.

În Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari, cercetările de detaliu ne-au permis să putem separa șase orizonturi, bine caracterizate atît din punct de vedere petrografic, cît și din punct de vedere stratigrafic, și anume:

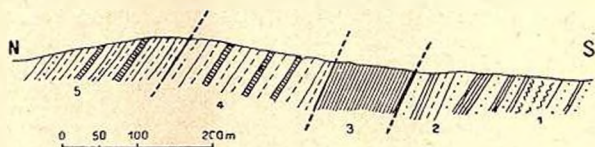


Fig. 7. — Profil la Poiana Stînei, pe culmea dintre V. Zimbroaia și V. Turburea, la contactul între Eocen și Oligocen.

1, Strate de Podul Morii; 2, Orizontul inferior al Gresiei * de Kliwa; 3, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 4, Strate de Popu; 5, Orizontul argilelor și gresilor cu hieroglife.

- a) Orizontul Șisturilor disodilice inferioare,
- b) Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa,
- c) Orizontul Stratelor de Podul Morii,
Nivelul inferior,
Nivelul mediu,
Nivelul superior (Stratele de Izvoarele),
- d) Orizontul superior al Gresiei de Kliwa,
- e) Orizontul Menilitelor superioare (Orizontul diatomitelor),
- f) Orizontul Gipsurilor inferioare.

a) ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE

Caracteristica acestui orizont o constituie prezența, pe o grosime de cca 100 m, a unor șisturi disodilice masive, cu aspectul cunoscut al șisturilor disodilice din Moldova, între care am observat intercalate, la distanțe variabile (pl. III, fig. 1), opt strate de marno-calcare, a căror grosime nu depășește în total 4 m, cel mai mare ajungând 1 m (gura Văii Văleanca, la Vălenii de Munte).

Șisturile au numeroase fragmente și solzi de Pești, dar nu am putut separa nici o formă care să fie determinabilă.

Frecvent intercalate între disodile apar bancuri de roce galbene-albicioase pe suprafața de alterație și brune-șocolatii în spărtură proaspătă, considerate de M. G. FILIPESCU (31, pag. 118) ca gaize-diatomite, roce-mame ale șisturilor menilitice. La microscop aceste roce (31, pag. 117) apar ca fiind constituite în întregime din Diatomee, rare spicule de Spongieri și mai rar Radiolari. Sînt roce de origine organică, ce conțin și elemente detritice, motiv pentru care M. G. FILIPESCU le încadrează în grupa gaize-diatomitelor. Materialul detritic, în proporție de 8 — 10%, este reprezentat prin: cuarț, muscovit, rare granule de feldspat și mai rar fragmente de roce verzi. Ca minerale autigene se întîlnesc sporadic granule de glauconit și oxizi de fer (hematit și limonit), rezultați din transformarea glauconitului și globulelor de pirită (31, pag. 117).

În baza complexului apar trei intercalații de menilite albicioase pe fețele de alterație și brune, cu aspect lucios, în spărtură proaspătă. Studiul lor microscopic, datorit lui M. G. FILIPESCU (31), a arătat fenomene de tranziție de la roca-mamă, gaize-diatomitul, la menilitele tipice. Ideea aceasta este confirmată de faptul că de foarte multe ori, în rocele de tip gaize-diatomit, se observă centre de menilitizare, de dimensiuni foarte variate, începînd de la mărimea unei nuci și mergînd pînă la lentile ce depășesc 2 m lungime, pe o grosime de 5 — 10 cm. Tot acestui fenomen se datorește probabil și faptul că în unele profile menilitele sînt mai bine reprezentate decît în altele (P. Tecei în comparație cu V. Teleajenului sau cu V. Văleanca).

M. G. FILIPESCU crede că fenomenul de menilitizare s-a petrecut pe fundul mării, unde erau cel mai bine întrunite condițiile favorabile unei intense



dizolvări a silicei, provocate de rupturi de echilibru fizico-chimic, datorită oscilațiilor sau fenomenelor de subsidență.

Un fapt demn de remarcat, pe care l-a sesizat M. FILIPESCU (31, pag. 118), este raritatea acestui tip de rocă în regiunea noastră, în comparație cu Carpații orientali și cu regiunea Văii Buzăului, unde ele sînt foarte bine reprezentate. Dacă punem aceste fenomene de silicifiere în legătură cu rupturi de echilibru, favorizate de fenomenele de subsidență sau de oscilațiuni ale fundului mării, trebuie să conchidem că în regiunea noastră aceste condiții au fost numai în parte și temporar realizate.

Am arătat că între șisturile disodilice se mai intercalează și niște marne compacte albicioase, care amintesc întru totul marnele albe bituminoase din baza Oligocenului din Moldova și din V. Buzăului. Sînt calcare de culoare albă-gălbuie pe suprafața de alterație și brune în spărtură proaspătă, uneori șistoase, alteori compacte și care, lovite cu ciocanul, degajă un puternic miros de bitumen. Ele apar în strate foarte subțiri, intercalate între șisturile disodilice, și grosimea lor totală reprezintă în V. Teleajenului 4% din grosimea întregului orizont. Aceste calcare au fost descrise în V. Bughea. La microscop ele apar constituite din pături fine de calcar bituminos, de culoare închisă, alternînd cu pături fine de materie silicioasă, săracă în bitumen. În stratele silicioase se găsesc izolate sfărîmături mari de cuarț. Pe fețele care separă aceste calcare de șisturile disodilice se observă foarte mulți solzi de Pești.

Cercetătorii străini au denumit aceste calcare «Kalkschiefer», iar ION ATANASIU «marne bituminoase» (6). În regiunea noastră ele au caracter cu totul secundar, fără ca totuși aspectul lor tipic din Carpații orientali să se modifice prea mult.

Deoarece șisturile disodilice se sprijină pe Stratele de Popu cît și pentru faptul că ele reprezintă un nou tip de rocă, neîntîlnit pînă acum în seria stratigrafică, precum și pentru considerațiile făcute într-un capitol anterior asupra vîrstei șisturilor disodilice, le-am păstrat vîrsta oligocenă, care li s-a atribuit pînă acum în mod curent.

În regiunea noastră acest orizont este bine reprezentat și apare pretutindeni peste Stratele de Popu. El iese de sub cuveta miocenă de Vitioara—Predeal, în V. Turburea, de unde se continuă pînă în V. Zimbrea, în marginea de E a regiunii. Mai la N el apare în ambele flancuri ale sinclinalului de la S de Plaiul Arseneselor, de unde se continuă spre W prin Vf. La Peri, pînă în V. Teleajenului și dincolo de ea pînă în V. Bughea. La S de acest sinclinal apare o altă fișie de șisturi disodilice, care începe de la Vălenii de Munte, din malul stîng al Văii Teleajenului, și se continuă spre W pînă în V. Bughea, la N de Bughile de Jos, unde se efilează pe o puternică linie de falie. Cea mai nordică apariție de șisturi disodilice inferioare, în cuprinsul Pînzei de Vălenii—Buștenari, se găsește la N de Plaiul Arseneselor, la Pițigoiul—Popești, formînd flancul de S al unui sinclinal răsturnat spre N. Acest sinclinal se continuă pînă în



V. Teleajenului, unde se ascunde sub Cuveta miocenă de Drajna. De sub această cuveta el reapare la fundul Văii Teccei, unde se ridică periclinal. Aceleași șisturi apar de sub cuvetele miocene la Cosmina, în Vf. Țilfa și apoi la S de satul Cosmina, pe malul drept al Văii Cosmina.

b) ORIZONTUL INFERIOR AL GRESIEI DE KLIWA

Caracteristica acestui orizont (cca 120 m grosime) o constituie alternanța dintre o gresie de tipul obișnuit al Gresiei de Kliwa, cu șisturi disodilice și cu rare argile sau marne brune (pl. III, fig. 2).

Gresia de Kliwa reprezintă 35% din grosimea întregului orizont. Ea este bine cimentată, sau mai friabilă, constituind în acest din urmă caz nisipuri cenușii, cu numeroase dungi colorate în roșu, prin infiltrații limonitice.

Nisipul acesta, neomogen grăunțos, cu granule de diametru pînă la 0,09 mm, este bogat în minerale grele (clorit, granat, staurolit) și în pirită și calcite de neoformație. Calcitele provoacă în rocă dungi fine și albe. S-a exprimat părerea că acest calciu provine din resturile fosile calcaroase, evidente în rocă: Moluște, Echinide și Foraminifere (Textularii, Globigerine, Rotalii).

Șisturile disodilice, cu aspectul lor tipic, reprezintă cca 55% din grosimea orizontului și au numeroși solzi de Pești. La partea superioară a orizontului, între șisturi, încep să se intercaleze frecvent argile și marne brune, care seamănă pînă la identitate cu argilele ce apar în Pînza de Homorîciu—Prăjani, în orizontul Stratelor de Pucioasa.

Pe baza poziției stratigrafice, Gresia de Kliwa, luată în ansamblu, a fost considerată pînă acum ca Oligocen superior. În regiunea Văii Teleajenului ea se sprijină pe orizontul șisturilor disodilice inferioare și suportă Strate de Podul Morii, astfel că nu-i putem atribui decît o vîrstă oligocenă, fără a avea posibilitatea de a preciza dacă acest Oligocen este mediu, inferior sau superior.

În V. Sibiciului, C. STOICA (103) descrie din acest orizont o microfaună relativ bogată, pe care o paralelizează, în parte, cu cea descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria și cu cea descrisă de RUDOLF GRILL în Oligocenul de la Gallneukirchen, astfel că vîrsta oligocenă a acestui orizont ar apare ca neîndoielnică, dar nici dînsul nu precizează în care etaj al Oligocenului ar trebui clasat.

Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa are, în cuprinsul regiunii, aceeași răspîndire ca și șisturile disodilice inferioare, pe care se sprijină concordant, urmărind toate aflorimentele lor.

c) ORIZONTUL STRATELOR DE PODUL MORII

În 1911 TEISSEYRE a separat în harta geologică a regiunii Vălenii de Munte, sub denumirea de Strate de Podul Morii, un pachet de depozite, constituit dintr-o alternanță de argile brune cu Gresii de Kliwa și cu gresii și marne cu



tuf dacitic, considerându-l ca faciesul argilei salifere, de vîrstă probabil oligocen-superioară.

În regiunea Văii Teleajenului revine ca Strate de Podul Morii (în sensul strict al lui TEISSEYRE) un pachet de depozite de cca 700 m grosime, care se sprijină pe Gresia de Kliwa inferioară și suportă Gresia de Kliwa superioară. În detaliu se pot deosebi în acest orizont trei nivele bine distincte:

Nivelul inferior (pl. III, fig. 4). Ca limită inferioară a acestui nivel (cca 170 m grosime) am considerat partea superioară a ultimului banc de Gresie de Kliwa, din orizontul imediat inferior. Peste această gresie se sprijină un pachet de 10 m grosime, constituit dintr-o alternanță de disodile tipice (care domină în proporție de 60%), cu argile cenușii-negricioase sau brune-șocolatii, fin muscovitice, cu eflorescențe de sulf și cu rozete de gips, care amintesc întru totul argilele din Stratele de Pucioasa ale Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Această limită inferioară nu este tranșantă, căci trecerea de la Gresia de Kliwa inferioară la acest nivel se face gradat, deși foarte repede, dar coincide, în acest punct, cu dispariția Gresiei de Kliwa.

Deasupra acestui pachet stau cca 40 m argile de tipul celor din Stratele de Pucioasa, care alternează frecvent cu nisipuri de culoare cenușie, cu bobul foarte mic, muscovitice, calcaroase, în strate ce nu depășesc niciodată 10 cm grosime. Aspectul general al acestui pachet amintește foarte bine bancul mediu din nivelul Gresiei de Fusaru, din Pînza de Homorîciu—Prăjani, fapt care, vom vedea mai jos, are o deosebită importanță. Între argile se intercalează lenticular acele calcare galbene, în formă de pîini, așa de caracteristice pentru Stratele de Pucioasa.

Peste argile stau nisipuri, de cca 15 m grosime, de culoare cenușiu-închisă sau chiar negricioasă, fine sau mai grosiere, bine stratificate, cu fețe cărbu-noase, muscovitice, pline cu solzi de Pești; prin uscare nisipurile devin cenușii-alburii. Spre deosebire de Nisipurile de Kliwa, acestea fac reacție cu HCl. Ele alternează cu strate foarte subțiri și rare de marne cenușii nisipoase, fin muscovitice sau cu argile brune-șocolatii.

Așa cum apar, ele se deosebesc întru totul de Gresiile și Nisipurile de Kliwa și au mai multe afinități cu Gresiile de Fusaru din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Din aceste motive am considerat nisipurile ca un echivalent al acestor gresii, cu atît mai mult cu cît și Stratele de Pucioasa, pe care se reazimă, au aceleași intercalații de nisipuri care se observă în bancul mediu al Gresiei de Fusaru.

Aceste nisipuri suportă un pachet de 100 m grosime, constituit din argile brune, pe alocuri cu aspectul șisturilor disodilice, care reprezintă 70% din grosimea întregului pachet, alternînd cu o gresie extrem de fină, sfărîmicioasă, silicioasă, de culoare albă în spărtură proaspătă și cenușie-gălbui pe fețele de alterație, cu dungi brune de oxizi de fer, care are aspectul nisipurilor din Gresia de Kliwa superioară, așa cum apare ea la Vălenii de Munte. În bază,



gresia este intercalată în bancuri subțiri, dar destul de frecvente, iar la partea superioară constituie un banc de 12 m, care suportă 5 m de argile brune, alternând cu aceleași gresii moi, albe (pl. II, fig. 4).

Am considerat ca limită superioară a acestui nivel ultima intercalație albă de tipul Gresiiilor de Kliwa, de cca 50 cm grosime, care suportă apoi argilele brune, de tipul celor din Stratele de Pucioasa, ale nivelului imediat superior.

Nivelul mediu (Strate de tip Pucioasa). Nivelul acesta (cca 380 m grosime), prin faciesul sub care se dezvoltă, amintește pînă la identitate faciesul Stratelor de Pucioasa, așa cum apar ele dezvoltate pretutindeni în Pînza de Homorîciu — Prăjani. Aceleași argile brune sau cenușii-vineții, șistoase, fine, cu eflorescențe galbene de sulf, alternează, numai la partea inferioară, cu nisipuri cenușii muscovitice, calcaroase, sfîrîmicioase, foarte subțiri, dar foarte frecvente. Caracteristice sînt mai ales acele calcare în formă de pîini care se intercalează și în acest nivel tot așa de frecvent ca și în Stratele de Pucioasa din V. Teleajenului, la Homorîciu.

Prin frecvența nisipurilor, partea inferioară a acestui nivel se poate paraleliza cu bancul mediu din nivelul Gresiei de Fusaru, fapt care, vom vedea, are o deosebită importanță.

Resturi de fosile, în afară de rari solzi de Pești, nu am găsit.

Examinînd caracterele lithologice ale celor două nivele descrise pînă acum, constatăm neîndoios că particularitatea lor esențială o constituie apariția netă a faciesului de Pucioasa, cu aceleași caractere cu care el se prezintă și în Pînza de Homorîciu—Prăjani. De altfel, acest facies apare timid încă din Gresia de Kliwa inferioară și, mai mult încă, în solzii mai interni ai Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari se manifestă chiar la partea superioară a orizontului șisturilor disodilice inferioare.

Stratele de Pucioasa alternează cu Gresiiile de Kliwa, astfel că, în special nivelul inferior, reprezintă un facies cu totul caracteristic, rezultat din întrepătrunderea Stratelor de Pucioasa, depozite de facies occidental, cu Gresia de Kliwa, depozit de facies oriental. Observația aceasta confirmă părerea Prof. G. MACOVEI (46, pag. 102), după care faciesul Stratelor de Podul Morii ar rezulta din întrepătrunderea Oligocenului de tip moldovenesc, cu un facies marno-gresos.

În nivelul mediu, faciesul de Pucioasa se substituie complet Gresiei de Kliwa, care nu mai reapare decît la partea superioară a Stratelor de Izvoarele.

Nivelul superior (Strate de Izvoarele). Limita inferioară a acestui orizont (cca 150 m grosime) este foarte netă. Imediat peste argilele brune ale nivelului mediu urmează marne cenușii sau verzi, fin muscovitice, al căror aspect se păstrează constant pe toată grosimea nivelului. Aceste marne alternează frecvent cu gresii calcaroase cenușii-vineții, cu numeroase vine de calcită, dure,

compacte sau șistoase, cu fețe pronunțat curbicorticeale, cu numeroase hieroglifice pe fața inferioară.

La microscop aceste gresii apar constituite din numeroase granule angulare de cuarț, a căror mărime nu depășește decât rareori 0,01 mm diametru. Împreună cu cuarțul apar granule de feldspați, fragmente numeroase de muscovit, biotit și mai rar clorit. Dintre mineralele autigene se întâlnesc rare granule de pirită și glauconit. Cimentul este calcaros, constituit din calcită microgranulară.

În acest orizont se observă trei intercalații de cinerite: una inferioară, de 30 cm (la 40 m din baza nivelului) și două superioare, una de 80 cm și alta de 1,20 m, separate între ele prin 1,20 m de marnă cenușie-verzuie (la aproximativ jumătatea nivelului) (pl. III, fig. 5). Studiul lor microscopic arată o masă fundamentală, constituită din materie sticloasă, hialină, isotropă, parțial devitrificată și alterată. Din această alterație rezultă fișii argiloase, slab birefringente. Împreună cu materia argilooasă se găsește carbonat de calciu în pulbere fină, în unele secțiuni într-o proporție apreciabilă. Sticla este formată din așchii crenelate, cu forme colțuroase, niciodată rotunjite. Foarte rar se întâlnesc granule de cuarț, feldspați, lamele de mică și în unele secțiuni și pirite.

Ca resturi organice se pot observa spicule de Spongieri și mai rar Diatomee.

Fragmentele de sticlă sînt amestecate cu foarte mult material detritic, încît roca nu formează un cinerit propriu zis, ci un tufit.

Intr-o secțiune printr-un cinerit luat din V. Teleajenului, din același punct din care posedăm și noi probele, se citează prezența a rare cristale de hornblendă, precum și a biotitului, decolorat în verde. Analiza chimică a acestor cinerite arată următoarea constituție:

SiO ₂	60,66	K ₂ O	1,33
TiO ₂	0,25	Li ₂ O	0,03
Al ₂ O ₃	13,78	BaO	0,05
Fe ₂ O ₃	2,85	P ₂ O ₅	0,025
FeO	0,84	SO ₃	0,06
MgO	2,10	CO ₂	nedeterminat
MnO	0,03	Cl	nedeterminat
CaO	1,74	+ H ₂ O	7,08
Na ₂ O	2,13	— H ₂ O	7,07

Comparînd aceste date cu analizele rocilor vulcanice se constată că, după conținutul de SiO₂, cineritul ar apare ca o rocă andezitică, la care nu se potrivește conținutul în calciu și oxizi de fer.

Din aceste motive, s-a dedus că este foarte probabil că materialul vulcanic primar a fost dacitic, însă la locul de sedimentare n-au ajuns toți componenții minerali ai cenușei primare, ci s-a depus numai o foarte fină porțiune de praf din materialul de explozie; partea grosieră lipsește, ea depunîndu-se foarte probabil în apropierea locului de explozie.



În partea superioară a acestui nivel apare, intercalat între marne și gresii (la cca 15 m sub limita inferioară a nivelului), un nisip silicios de tipul Nisipurilor de Kliwa, de 3 m grosime, fin la partea superioară și mai grosier, cu elemente verzi, la partea inferioară, cu rare fragmente fosile de Lamelibranchiate și Gasteropode, imposibil de determinat.

Din nivelul acesta C. STOICA (103) a recoltat în V. Sibiciului o microfaună relativ săracă, constituită din forme calcaroase, în care, spune dînsul, este caracteristică frecvența genurilor *Robulus* și *Nonion*.

La limita superioară a nivelului, nisipurile albe, de tipul Nisipurilor de Kliwa, încep a deveni din ce în ce mai dese, astfel că trecerea spre Gresia de Kliwa superioară se face gradat, dar foarte repede, pe o grosime de numai 15 m. Disodile nu apar însă decît odată cu Gresia de Kliwa masivă.

Din cauza prezenței gresiilor cu hieroglife cît și a marnelor verzi, care dau acestui nivel aspectul general al Eocenului, i s-a atribuit o vîrstă nesigură, eocen-oligocenă (31). Bazîndu-se pe poziția lui stratigrafică, N. GRIGORAȘ l-a atribuit în V. Buzăului Oligocenului și pentru aceleași considerente am făcut la fel în V. Teleajenului (78).

Faunistic nu are nici un fel de afinitate cu Eocenul, fiind lipsit de formele aglutinante atît de caracteristice acestui etaj.

Prezența acestui nivel în V. Teleajenului și în V. Buzăului a creat o confuzie, provocată de neînțelegerea succesiunii stratigrafice, pe care în V. Teleajenului TEISSEYRE a considerat-o drept Strate de Podul Morii. GR. POPESCU, în V. Teleajenului (discuții la ședințele Institutului), N. GRIGORAȘ (36) în regiunea Văii Buzăului și după el și C. STOICA (103), întrebunțează denumirea de Strate de Podul Morii numai pentru nivelul superior cu cinerite, ceea ce nu este conform cu vederile lui TEISSEYRE.

Paralelizînd coloana stratigrafică a Oligocenului din V. Sibiciului, figurată de C. STOICA, cu coloana stratigrafică din V. Teleajenului constatăm, în afară de lipsa Gresiei de Lucăcești în V. Teleajenului, că nivelul cu cinerite și marne cu gresii cu hieroglife al Oligocenului se sprijină în V. Sibiciului pe un complex de Strate de Pucioasa, de cca 60 m grosime, sub care apare Gresia de Kliwa inferioară, masivă (fig. 8), în timp ce în V. Teleajenului, între nivelul cu cinerite și prima apariție a Gresiei de Kliwa inferioară, se observă cca 350 m strate tip Pucioasa. Sub acest nivel stă un pachet de strate de aproximativ 170 m grosime, constituit din Gresie de Kliwa, alternînd cu strate de tip Pucioasa, cu o intercalație de Gresie de Fusaru, atribuit atît de TEISSEYRE cît și de noi tot Stratelor de Podul Morii și care are ca echivalent stratigrafic în V. Sibiciului o parte din Gresia de Kliwa inferioară. Numai sub aceste depozite apare, în V. Teleajenului, orizontul inferior propriu zis al Gresiei de Kliwa. Pornind din V. Buzăului, asistăm deci, cum foarte bine a observat Prof. G. MACOVER (46, pag. 102), la o invazie a faciesului de Pucioasa în faciesul gresos al Oligocenului din Moldova, astfel că ceea ce s-a considerat drept Gresie de Kliwa

inferioară în V. Buzăului, corespunde în parte cu Stratele de Podul Morii din V. Teleajenului, în parte cu Gresia de Kliwa inferioară.

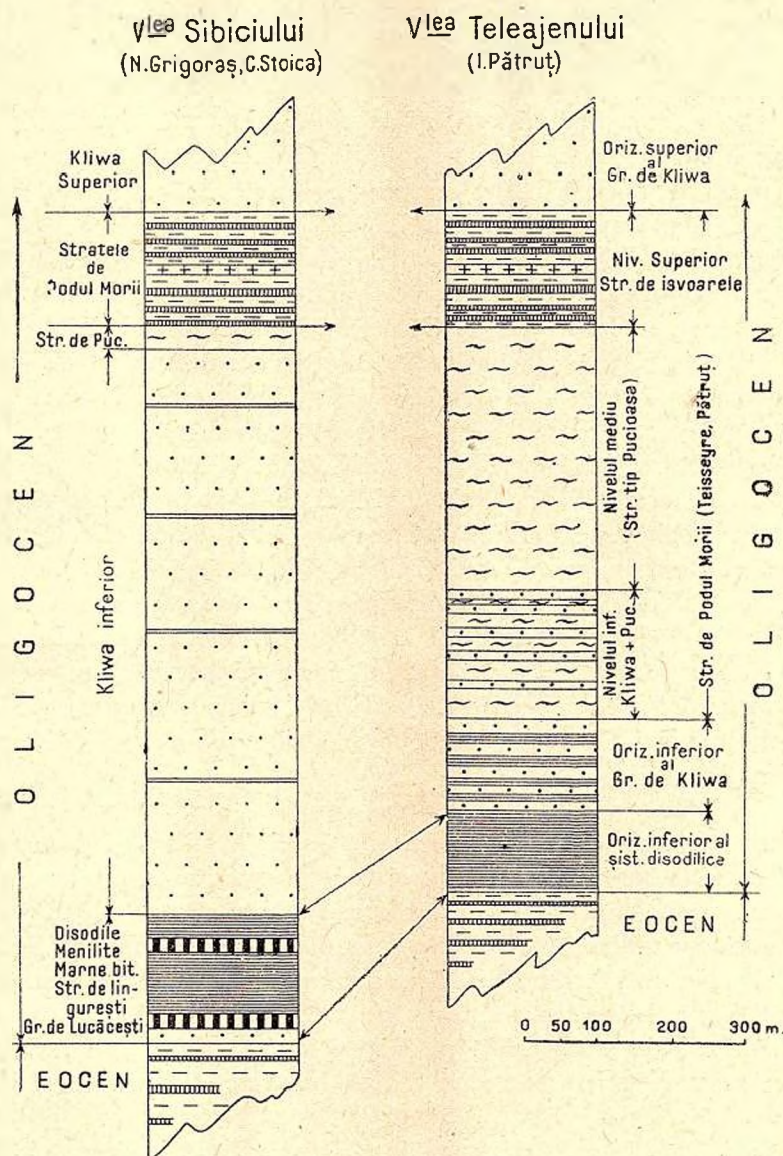


Fig. 8. — Schemă reprezentând faciesurile Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari și paralelizarea lor în V. Teleajenului și V. Buzăului.

Din aceste motive, denumirea de Strate de Podul Morii ne apare ca o denumire strict locală, care nu-și are corespondent, în sensul în care a fost creată, în afara regiunii Văii Teleajenului. Întrebuințarea ei în V. Buzăului, în sensul

pe care i l-au dat N. GRIGORAȘ și C. STOICA, este fără îndoială improprie. Pentru a evita această eroare, în 1944 am întrebuințat pentru nivelul superior denumirea de «Strate de Podul Morii *sensu stricto*», care de fapt nu este nici ea corectă și ar putea da naștere la alte confuzii. Din aceste motive, pentru a defini poziția stratigrafică și conținutul petrografic al acestui nivel, am întrebuințat denumirea de «Strate de Izvoarele», înțelegînd prin aceste strate nivelul superior al Stratelor de Podul Morii, caracterizat prin prezența marnelor alternînd cu gresii cu hieroglife, cu intercalații de cinerite, care stau invariabil în baza orizontului Gresiei de Kliwa superioară și care păstrează și aci aceeași constituție ca și în Pinza de Homorîciu-Prăjani.

Stratele de Podul Morii, reprezentate prin orizonturile inferioare, apar la N de Plaiul Arseneselor, în sinclinalul dela Pițigoiul—Popești și se continuă pînă în V. Drajna, unde dispar sub Cuveta miocenă de Drajna. Mai la S ele apar, slab reprezentate, în sinclinalul de sub Plaiul Arseneselor, de unde se continuă peste V. Teleajenului, cu o dezvoltare din ce în ce mai mare, pînă în V. Vărbilăului, unde constituie un sinclinal larg, pe care se sprijină petecul de acoperire al Pinzei de Homorîciu—Prăjani, din V. Bughea. De remarcat este faptul că în acești solzi, Stratele de Podul Morii nu sînt reprezentate decît prin cele două nivele inferioare, Stratele de Izvoarele lipsind. Mai la S acest orizont este reprezentat prin toate cele trei nivele, pe V. Zimbroaia și apoi în zona cuprinsă între V. Teleajenului și V. Vărbilăului, iar mai la S încă, în axul unor anticlinale faliolate, apare, cînd numai nivelul superior (Strate de Izvoarele), cînd nivelul superior și mediu, nivelul inferior rămînînd constant prins sub liniile de fractură. La Cosmina, Stratele de Podul Morii apar numai pe o fișie îngustă, pe V. Poiana Trestiei; spre W ele se ascund sub Cuveta de Melicești.

d) ORIZONTUL SUPERIOR AL GRESIEI DE KLIWA

Grosimea acestui orizont este variabilă (cca 370 — 500 m grosime). În V. Teleajenului, în malul drept al văii, ea nu depășește 370 m grosime, în timp ce pe V. Zimbroaia, în marginea de E a regiunii, ajunge pînă la 500 m grosime.

Am considerat ca limită inferioară a acestui orizont, primul strat de Gresie de Kliwa, în care apar intercalații de șisturi disodilice și în care marnele din Stratele de Izvoarele au dispărut complet.

Observînd coloana stratigrafică (pl. III, fig. 6), constatăm că se pot distinge în acest orizont trei nivele cu treceri gradate între ele, dar totuși suficient de distincte:

Nivelul inferior, constituit dintr-o alternanță des repetată de Gresie de Kliwa cu disodile, în care disodilele predomină net asupra Gresiei de Kliwa (cca 130 m grosime);

Nivelul mediu, constituit din aceeași alternanță de Gresie de Kliwa cu disodile, în care însă Gresia de Kliwa este mai frecventă decît disodilele (cca 130 m grosime);



Nivelul superior, constituit din Gresie de Kliwa masivă, în care disodile apar cu totul subordonate, fiind ceva mai des intercalate la partea superioară a nivelului (cca 110 m grosime).

Macroscopic, Gresia de Kliwa este variată ca aspect. Nivelul inferior este constituit dintr-o alternanță, foarte des repetată, de disodile cu roce silicioase menilitice, în strate ce variază între 0,50 — 2 m grosime și cu o gresie albă, de obicei bine cimentată, cu numeroase dungi de precipitație concentrice, de culoare roșie-brună, datorită oxizilor de fer. Destul de des apar intercalații de o gresie puternic silicifiată, transformată într-un adevărat cuarțit, de culoare în general vînătă-negricioasă.

În nivelul superior Gresia de Kliwa este moale, friabilă, desagregându-se foarte ușor într-un nisip alb, care curge pe pante, constituind nisipurile atât de caracteristice de la Vălenii de Munte, exploatate și întrebuințate la fabricarea sticlei. În unele intercalații ale nisipurilor apar fragmente de roce verzi.

După M. G. FILIPESCU (31, pag. 114), cât și după ȘT. CANTUNIARI (17), în aceste nisipuri, ca de altfel și în gresii, cuarțul se găsește în masa rocei într-o proporție de 90%. Restul de 10% este reprezentat prin granule de feldspați alterați, fragmente de șisturi verzi și minerale grele (biotit, zircon, rutil, sfen, turmalină, granat, disten) prezente în roce eruptive, dar mai ales în șisturile cristaline.

Studiul microscopic al acestor grăunțe arată că cele mai multe din ele sînt colțuroase, denotînd o origine marină. Numai o mică parte sînt rotunjite, corodate, cu gropițe născute din lovituri, toate caractere tipice ale unui transport eolian.

M. G. FILIPESCU (31, pag. 115) crede că aceste nisipuri au o origine dublă: nisip marin în proporție dominantă, amestecat cu granule provenite pe cale eoliană, fapt care coincide, numai într-o mică măsură, cu părerile lui MRAZEC și TEISSEYRE și cele ale lui SAVA ATHANASIU, că Nisipurile de Kliwa ar reprezenta dune litorale.

După mineralele grele și fragmentele de șisturi verzi, M. G. FILIPESCU crede (31, pag. 110) că aceste nisipuri au provenit din distrugerea rocelor care constituiau Vorlandul mării oligocene sau insule în această mare.

În gresiile din nivelul inferior materialul este același (31, pag. 115), la care se adaugă resturi de Diatomee, Radiolari, spicule de Spongieri. Cimentul este silicios (din opal, calcedonie, cuarțină sau cuarț secundar) și rareori calcaros, constituit din calcit larg cristalizat, provenind probabil din înlocuirea opalului cu calcit. Ca minerale secundare apar: glauconitul, pirită și oxizii de fer.

La Buștenari, între aceste gresii am găsit o intercalație de gresie de cca 30 cm grosime, cu ciment glauconitic, care apare, în secțiune, sub forma unei mase compacte. Ca parte esențială, vecină masei fundamentale, apare multă pirită.



Între gresii și nisipuri se găsesc intercalate frecvent șisturi disodilice precum și roce galbene-albicioase pe suprafața de alterație și brune în spărtură proaspătă, care nu sînt altceva decît acele roce pe care M. G. FILIPESCU (31, pag. 119) le numește gaize-diatomite.

Șisturile disodilice sînt depozite argiloase, bituminoase, șistoase, cu eflorescențe galbene-roșcate de sulfați de fer și cu numeroase rozete de gips. Ele conțin solzi sau schelete incomplete de Pești. În afară de aceste resturi M. G. FILIPESCU citează din rocele silicioase dela Buștenari și Vălenii de Munte o bogată floră de Diatomee (31, pag. 48). ARADI (2) a determinat la Buștenari o microfaună, pe baza căreia paralelizează depozitele oligocene din această localitate cu stratele tongriene din regiunea Budapestei. Din V. Sibiciului C. STOICA (103) citează, în șisturile disodilice și în argilele intercalate în Gresia de Kliwa superioară, rare Foraminifere aglutinante și calcaroase, piritizate, precum și un trunchi de conifer silicificat.

Între Gresile de Kliwa sau între șisturile disodilice apar intercalate cinerite vulcanice, constituite (31, pag. 137) din fragmente de sticlă nealterată, cu textură vesiculară sau crenelată, amestecate cu mult material detritic, încît ele nu formează un cinerit propriu zis. Din aceste motive sînt și foarte greu de observat, ele pierzîndu-se în fondul alb, uniform, al Gresilor de Kliwa. O asemenea intercalație de cinerit, de cca 40 cm grosime, am observat pe V. Bughea, la N de linia de încălecare a Oligocenului peste Neogen, și una de cca 50 cm pe V. Teleajenului. M. G. FILIPESCU (31, pag. 34) crede că materialul vulcanic din această formațiune a furnizat în mare parte silica care a servit Diatomeelor să-și constituie scheletul silicios, căci numai așa s-ar putea explica extrema abundență a acestor organisme silicioase.

Pe baza poziției stratigrafice, Gresia de Kliwa superioară a fost atribuită Oligocenului și aceeași vîrstă i-am atribuit-o și noi.

În regiunea noastră orizontul Gresiei de Kliwa superioară apare în axul sinclinalelor. Pe V. Zimbroya el constituie o mare cuvetă, cu flancul de N ridicat la verticală și cu flancul de S ușor înclinat, peste care se aștern transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Vitioara-Predeal. De sub această cuvetă sinclinalul nu mai apare decît la N de Vitioara de Sus, de unde apoi se continuă peste V. Teleajenului pînă în V. Bisericii, la E de Poiana Vărbilău. Mai la S, un alt sinclinal iese de sub aceeași cuvetă și se continuă pînă în V. Bughea, la W de Vf. Gorganul, unde se ascunde pe linia de fractură dintre Paleogen și Neogen. La Buștenari acest orizont constituie înălțimile din Vf. Rotundu și la S de Plaiul Măceșului se ascunde sub depozitele neogene.

e) ORIZONTUL MENILITELOR SUPERIOARE (ORIZONTUL DIATOMITELOR)

Orizontul acesta, foarte bine reprezentat în V. Buzăului (36, 103), este constituit în V. Teleajenului aproape numai din gaize-diatomite, iar acestea nu apar decît pe o grosime de aproximativ 30 m, restul fiind complet acoperit.



Între gaize-diatomite apar intercalații subțiri și rare de disodile, precum și patru intercalații de o gresie silicioasă de tipul Gresiei de Kliwa, din care cea mai mare are 1 m grosime, iar cea mai mică 5 cm.

Gaize-diatomitele sînt brune în spărtură proaspătă și albe pe suprafața de alterație. Ele conțin numeroase fragmente și solzi de Pești.

Nu putem bănuî care ar fi grosimea totală a orizontului, dar, judecînd după grosimea lui în V. Buzăului (36, 103), credem că variază între 30—60 m.

Apare în V. Teleajenului, în ambele maluri ale văii, la S de Vălenii de Munte, sub orizontul gipsurilor inferioare.

f) ORIZONTUL GIPSURILOR INFERIOARE

Este mai puțin vizibil chiar decît orizontul menilitelor superioare. El reprezintă sfîrșitul ciclului de sedimentare al Paleogenului.

În partea inferioară, acest orizont este constituit dintr'un banc de gips de cca 2 m grosime, peste care stă o brechie gipsoasă, neagră-albăstruie, onctuoasă, cu numeroase fragmente de gips prinse în ea și a cărei grosime vizibilă este de 8—10 m. În V. Teleajenului aceasta este tot ce se poate vedea din acest orizont.

La Opăriți, pe P. Corbului, chiar la confluența Pîrului Opăriți cu P. Băii, de sub conglomeratele și gresiile orizontului roșu al Miocenului, apare un pachet de 2 m grosime, constituit din disodile cu lentile de menilite și dintr-o gresie subțire, puternic silicifiată, ce stă peste un masiv de sare. Spre S, acest masiv ia contact anormal cu Miocenul superior (fig. 9). Porțiunea aceasta de profil reprezintă partea superioară a orizontului gipsurilor inferioare, în care apar aici masive de sare. Alt indiciu de prezența sării în acest orizont ne este dat de apariția unui izvor sărat pe V. Gardurilor, 400 m N de confluența cu V. Macara, izvor care iese de sub orizontul roșu al Miocenului.

Dacă încercăm acum, cu ajutorul acestor date, să reconstituim succesiunea stratigrafică a acestui orizont, putem conchide că ea începe printr-un gips de 2 m grosime, peste care se reazimă o brechie în bază gipsoasă, în care, la partea superioară, apar masive de sare, ce suportă apoi un pachet de șisturi disodilice, de o grosime vizibilă de cca 2 m, dar care foarte probabil poate fi și mai mare. Deoarece gipsurile și sarea stau normal peste menilitul superior și suportă discordant orizontul roșu al Miocenului, am atribuit acestui orizont o vîrstă oligocenă.

Gipsurile apar în V. Teleajenului, pe malul stîng al văii, la S de Frîngești, unde poziția lor stratigrafică, asupra căreia vom mai reveni, a fost

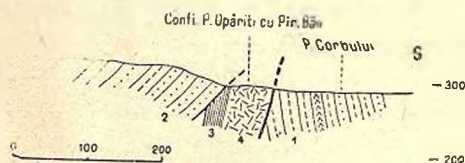


Fig. 9. — Secțiune la confluența Pîrului Opăriți cu Pîrul Băii.

1, Miocen superior; 2, Miocen inferior; Oligocen:
3, șisturi menilitice; 4, brechie cu sare.



mult discutată și a constituit argumente, cînd pentru existența pînzelor de șariaj, cînd contra (59, 89, 31, 90). În malul drept al Văii Teleajenului gipsurile apar numai în sfărîmături. Existența lor este confirmată încă și de prezența unor fîntîni cu apă sulfuroasă. Sarea în legătură cu acest orizont apare pe P. Corbului și în V. Gardurilor, în punctele deja amintite.

3. MIOCENUL

În cuprinsul Pînzei de Văleni—Buștenari, depozitele Miocenului sînt tot așa de bine dezvoltate ca și în cuprinsul Pînzei de Homorîciu—Prăjani. Ele constituie trei mari cuvete: Cuveta de Vitioara—Predeal, Cuveta de Vărbilău—Trestioara și Cuveta de Melicești, care invadează din S peste Paleogen, întinzîndu-se mult spre N. Cuveta de Vărbilău—Trestioara ajunge pînă aproape peste Pînză de Homorîciu—Prăjani, în V. Vărbilăului și V. Cosmina, iar Cuveta de Melicești depășește și ea Pînză de Văleni—Buștenari și se instalează peste Pînză de Homorîciu—Prăjani.

Miocenul este transgresiv peste depozitele paleogene și începe de obicei prin gresii grosiere, rareori mărunt conglomeratice, și prin nisipuri masive, peste care se așterne concordant orizontul cu marne roșii. Miocenul superior invadează peste Paleogen încă mai spre N, așternîndu-se transgresiv, atît peste Paleogen cît și peste Miocenul inferior (Cuveta de Melicești). În general, se poate constata că mergînd dela E spre W, Miocenul din S înaintează din ce în ce mai mult peste Paleogen, ajungînd la un loc în care Cuveta de Melicești aproape că ia contact cu Cuveta de Slănic.

C) ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI ÎN CELE DOUĂ PÎNZE

Din examinarea succesiunilor stratigrafice prezentate se poate constata evident că faciesurile sub care se dezvoltă Paleogenul sînt diferite în cele două pînze, mai ales în Oligocen, astfel că o paralelizare a termenilor stratigrafici și o sincronizare a lor în timp nu este prea ușoară.

Dacă se poate spune cert că în Eocen, Stratele de Plopu, identice ca facies în cele două pînze, sînt cu siguranță sincrone și dacă se poate admite că șisturile disodilice inferioare, la fel constituite și în aceeași poziție stratigrafică și într-o pînză și în cealaltă, reprezintă termeni siguri de echivalență, nu tot astfel este cazul pentru Oligocenul superior acestor șisturi.

Am constatat totuși un fapt sigur și anume prezența și într-o pînză și în cealaltă a unor intercalații de cinerite. În cazul unei regiuni restrînse, cum este regiunea noastră, trebuie să admitem că cineritul este un element regional, depus pretutindeni în același timp. Dacă observăm locul acestor cinerite în succesiunea stratigrafică, constatăm că ele apar în ambele pînze la nivelul Stratelor de Izvoarele. Acest nivel se dezvoltă cu aceleași caractere petrografice

și este caracterizat prin apariția unui element nou, necunoscut în Oligocen, gresiile calcaroase cu hieroglife, în alternanță cu marne cenușii ce reprezintă recurențe de facies flișoid. Atît prin apariția cineritelor, cît și prin afinitățile lithologice aceste două părți ale Oligocenului trebuie considerate sincrone.

Deasupra lor, cineritele iau o dezvoltare apreciabilă în ambele unități, cu singura deosebire că, în timp ce în Pînza de Homorîciu—Prăjani ele sînt foarte ușor de recunoscut, fiind intercalate între disodile, în Pînza de Văleni—Buștenari, prin faptul că alternează cu Gresia de Kliwa și conțin foarte mult material detritic de tipul Nisipurilor de Kliwa, se confundă foarte ușor cu această gresie. Chiar în aceste condițiuni am putut recunoaște totuși două intercalații de cinerite în orizontul superior al Gresiei de Kliwa.

Din tabloul de pe pag. 50, precum și din coloanele stratigrafice prezentate (pl. II, III, IV), se poate constata că Stratele de Pucioasa cu Gresiile de Fusaru, din Pînza de Homorîciu—Prăjani, reprezintă echivalentul stratigrafic, într'un facies mai intern, al Gresiei de Kliwa inferioară și al unei părți din Stratele de Podul Morii și că aceste două faciesuri se întrepătrund transversal. Gresia de Kliwa superioară din Pînza de Văleni—Buștenari, precum și menilitele superioare, reprezintă echivalentul stratigrafic, un facies mai extern, al șisturilor disodilice superioare din Pînza de Homorîciu—Prăjani.

În legătură cu aceasta se mai poate observa un alt fapt demn de remarcat, în funcție de orizontul-reper al Stratelor de Izvoarele. Anume, că partea inferioară a Oligocenului din Pînza de Homorîciu—Prăjani ia o mare dezvoltare, în timp ce partea superioară este mai redusă (pl. IV). În Pînza de Văleni—Buștenari situația este cu totul inversă. În primul caz raporturile de grosime sînt de 1,6/1 în avantajul faciesului din Pînza de Homorîciu—Prăjani; în al doilea caz sînt de 2/1—4/1 în avantajul faciesului din Pînza de Văleni—Buștenari. Aceste diferențe de grosime nu pot fi explicate decît prin variații în condițiile de sedimentare. Grosimea unor depozite nu este pretutindeni aceeași. Ea variază, între altele, și în funcție de depărtarea dela locul de sedimentare la punctul unde materialul terigen ajunge în bazinele de sedimentare. În Pînza de Văleni—Buștenari trebuie să constatăm că de fapt nu putem face observații directe decît în zona cea mai nordică a Oligocenului. Este probabil că spre S, mai aproape de țărmul mării oligocene, pe porțiunea acoperită de depozitele neogene, grosimea depozitelor constituind partea inferioară a Oligocenului să fie mai mare. În același timp este tot atît de probabil că orizonturile inferioare ale Stratelor de Podul Morii nici nu mai există efectiv în această porțiune acoperită, ele fiind substituite prin Gresia de Kliwa, fapt confirmat în parte de GRIGORAȘ și STOICA (36, 103) în V. Buzăului.

Mergînd din solzii externi spre N, constatăm că grosimea orizontului inferior al Gresiei de Kliwa scade treptat (pl. III, fig. 3), ceea ce corespunde cu o scădere de grosime observată în Pînza de Homorîciu—Prăjani, mergînd dela N spre S, adică în sens cu totul invers, astfel că de fapt considerațiile

noastre asupra grosimii orizonturilor sincrone ar trebui făcute în funcție de poziția lor în bazinele de sedimentare. Cu alte cuvinte, ar trebui să facem paralelizări de grosimi între depozitele dezvoltate în S, în Pinza de Homorîciu—Prăjani și în N în Pinza de Văleni—Buștenari, fapt care nu este posibil decât

ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI ÎN CELE DOUĂ UNITĂȚI TECTONICE

Formațiunea		Pînza de Homorîciu—Prăjani		Pînza de Văleni—Buștenari		Valea Sibiciului (GRIGORAȘ, STOICA)			
Miocen		Miocen transgresiv		Miocen transgresiv					
O L I G O C E N	Orizont- reper	Orizontul gipsurilor inferioare	Șisturi, nisi- puri cu <i>Pecten</i> , gresii cu <i>Oper- culina</i> , conglome- merate	Orizontul gipsurilor inferioare	Disodile, sare	Argile bituminoase			
			Gipsuri		Gipsuri	Gipsuri			
			Orizontul șisturilor disodilice superioare (cinerite alterate)		Orizontul Menilitelor superioare		Menilite superioare		
					Orizontul superior al Gre- siei de Kliwa (cinerite)		Gresia de Kliwa superioară		
	Orizont- reper	Strate de Izvoarele (primele cinerite)		Strate de Podul Morii	Strate de Izvoarele (primele cinerite)		Strate de Izvoarele (pri- mele cinerite) impropriu denumite Strate de Podul Morii		
		Orizontul Stratelor de Pucioasa	Nivelul superior		Nivelul mediu (Stra- te tip Pucioasa)		Gresia de Kliwa inferioară		
			Nivelul Gresiei de Fusaru		Nivelul inferior (Gresia de Kliwa alternînd cu Strate tip Pucioasa), Gresia de Fusaru				
			Nivelul inferior		Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa				
	Orizont- reper	Orizontul șisturilor disodilice superioare		Orizontul șisturilor disodilice inferioare		Menilite inf., Strate de Lingurești, marne bituminoase			
	Orizont- reper	Strate de Plopu		Strate de Plopu		Orizontul superior			
E O C E N	Gresia de Tarcău		Argile verzi și gresii cu hieroglife		Orizontul inferior				

într-o măsură foarte redusă, din imposibilitatea de a face pretutindeni observații în cuprinsul celor două unități.

În afară de acest fapt, se mai poate constata că Stratele de Pucioasa invadează spre S din Pinza de Homorîciu—Prăjani, în Pinza de Văleni—Buștenari, iar din observațiile făcute, bazat pe prezența unor intercalații de Gresie de tip Fusaru cât și pe frecvența nisipurilor din Stratele de tip Pucioasa, în Pinza de



Văleni—Buștenari, înclin să cred că această invazie a avut loc în timpul când în Pinza de Homorîciu—Prăjani se depuneau Gresile de Fusaru.

La partea superioară a Oligocenului apar în ambele unități gipsuri. Bazat pe faptul că depunerea acestor gipsuri corespunde aproximativ cu timpul în care cineritele dispar din sedimentație, le-am considerat ca sincrone.

În felul acesta se poate stabili în Paleogenul din cele două unități, o serie de echivalenți stratigrafici, care rămân valabili cel puțin în cadrul regiunii noastre și care se pot paraleliza și cu termenii stratigrafici stabiliți în prelungirea Pintenului de Văleni, în V. Buzăului (103), cu rectificarea unei confuzii de denumire stratigrafică, făcută (36, 103) din cauza necunoașterii precise a stratigrafiei din V. Teleajenului.

Considerînd ca punct sigur de reazim apariția în Pinza de Văleni—Buștenari a acelei intercalații de Gresie de tip Fusaru, de care am vorbit într-un capitol anterior și pe care am paralelizat-o cu bancul inferior al Gresiei de Fusaru, trebuie să facem constatarea că diferențele de grosime între cele două unități nu se mai pot constata decît între acest banc-reper și baza Oligocenului (pl. IV). Grosimea Oligocenului dintre acest banc și baza orizontului flișoid al Stratelor de Izvoarele este aproximativ aceeași.

După depunerea acestor orizonturi, vom vedea într-un capitol următor că cele două faciesuri ale Oligocenului se separă și evoluează diferit.

D) SEDIMENTE, ZONE PALEO GEOGRAFICE DE SEDIMENTARE ȘI FACIESURI

Interpretarea faciesurilor pe baze de bathimetrie a stîrnit multe discuții și a fost supusă multor critici. În decursul timpului geologii au încercat să modifice și să completeze, pe cît posibil, noțiunea de facies, fondînd-o cînd pe baze lithologice, cînd pe baze paleontologice.

Nici factorii bathimetrici și nici cei de natură biologică însă nu pot fi de ajuns, ei singuri sau luați împreună, pentru a explica condițiile paleogeografice. Noțiunea de facies marin capătă din contra un sens mai precis și mai aproape de realitate, dacă se poate ajunge la plasarea acestor faciesuri într-un cadru geografic. Faptul acesta are o mare însemnătate, deoarece în acest caz procesul de sedimentare, redus pînă astăzi numai la factorii bathimetrici, fizici și biologici, permite stabilirea condițiilor paleogeografice ale unei regiuni. Aceste condiții trebuie să corespundă însă condițiilor care există astăzi în mări și oceane, astfel că sedimentația actuală rămîne singura sursă de interpretare a seriilor geologice. Ori, analizele formațiunilor geologice, în lumina sedimentației actuale, arată că succesiunea clasică a sedimentelor marine, ca facies neritic, bathial și abisal, așa cum s-a conceput și cum a fost folosită de mulți geologi, nu corespunde decît unei scheme prea generale, de cele mai multe ori imposibil de situat în realitate. Interpretarea sedimentelor marine vechi nu poate avea o

valoare decît într-un cadru regional, căci numai el singur ne poate permite să ținem seama de factorii ce dirijează, într-un sens sau altul, fenomenele complexe ale sedimentației marine.

Aceste cadre regionale se privesc astăzi sub două aspecte, acela al geosinclinalelor și acela al mărilor epicontinentale. Reducerea condițiilor paleogeografice la numai aceste două forme principale, de cele mai multe ori rău definite și greșit întrebuințate, nu poate duce însă decît la confuzii. De aceea, pe baza aspectului geografic al mărilor și oceanelor de azi, și pe baza condițiilor de sedimentație actuală, s-a încercat o altă clasificare a cadrelor regionale, pentru care s-au păstrat denumirile de geosinclinal și mare epicontinentală, precizîndu-se însă sensul.

Astfel se separă:

Regiuni de platforme continentale, cu sedimentație paralică;

Regiuni de platforme continentale, cu sedimentație epicontinentală;

Regiuni de arhipelaguri, mări mărginașe ale basinelor profunde și cordiliere continentale în marginea oceanelor; regiuni geosinclinale cu sedimentație geosinclinală;

Regiuni de funduri oceanice, cu sedimentație exclusiv marină și oceanogenă;

Regiunile ariilor continentale, cu diverse tipuri de sedimentație net continentală.

Iată pe scurt caracterele acestor tipuri de sedimentare:

Sedimentația paralică. Sedimente proprii platformelor continentale foarte întinse, platformelor intercontinentale sau pericontinentale, supuse la o intensă aluviune terigenă. Depozite acumulate, parte în mediu marin, parte în mediu salmastru și chiar continental. Facies marin exclusiv neritic, caracterizat prin prezența rocilor detritice. Subsidență considerabilă și cele mai adeseori continuă, determinînd acumularea de serii foarte monotone, pe grosimi foarte mari, ajungînd la cîteva mii de metri.

Sedimentația epicontinentală. Sedimente depuse pe platforme vaste, în care domină sedimentele de origine chimică, cu participarea limitată a aluviunilor continentale. Mișcări de subsidență moderate, dar cu oscilații verticale puternice. Grosimea sedimentelor în general mică.

Sedimentația geosinclinală. Este legată de condițiuni topografice particulare, marcate prin reliefuri muntoase accentuate pe continent, cît și de condiții bathimetrice foarte variate, cu platforme marginale, sfîrșind repede printr-un prag marin, la funduri abisale. Sedimentație variată, grosieră în lungul coastelor, cu o dezvoltare moderată a porțiunilor supuse tipului de sedimentare paralică și epicontinentală, totul caracterizat printr-o întrepătrundere generală a acestor faciesuri neritice, foarte heterogene. Grosimea depozitelor variază din cauza mișcărilor foarte repezi și foarte diferite ale continentelor și mărilor.



Sedimentația oceanogenă. Depozite marine cu caracter silicios de origine chimică sau organică, acumulate pe fundurile abisale, departe de continent. Participarea terigenă slabă, de obicei nulă. Grosimea depozitelor foarte mică (cîteva zeci de metri).

Am făcut această introducere pentru a preciza, în lumina cercetărilor mai noi asupra fenomenelor de sedimentație, cadrul paleogeografic în care s-au desăvîrșit fenomenele de sedimentație ale Flișului paleogen. Am insistat asupra acestor tipuri de sedimentație, deoarece denumirea de « Geosinclinal al Flișului », foarte mult întrebuintată la noi, ni se pare improprie. Chiar dacă în primele lui faze, așa zisul Geosinclinal al Flișului ar prezenta o sedimentație de tip geosinclinal, pe măsură ce îmbătrînește el se fragmentează continuu prin apariția de noi cordiliere, astfel că final nu ajunge să reprezinte decît platforme de sedimentare intercordilieriene, și acestea pe cale de îmbucătățire, în care sedimentarea nu mai amintește tipul de sedimentare geosinclinală.

Din aceste motive, în cursul expunerii am evitat pe cît posibil întrebuintarea denumirii de geosinclinal, folosind pe aceea de basîn de sedimentație, înțelegînd prin aceasta depresiunea sau depresiunile în care s-au desăvîrșit fenomenele de sedimentare ale Flișului paleogen.

1. SEDIMENTE ȘI CONDIȚIUNI DE SEDIMENTARE ÎN EOCEN

a) *Eocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani.* Depozitele Eocenului din această unitate, așa cum apar ele constituite, sînt depozite neritice. Gresia de Tarcău este un facies de țărm. Argilele dela partea superioară indică depozite depuse în largul mării, iar prezența în cantitate mare a Foraminiferelor aglutinante, forme care trăiesc fixate, ne arată adîncimi de ape ce nu puteau depăși 200 m maximum.

Pentru ca sub această adîncime să se poată acumula depozite care trec de 500 m grosime, trebuie să presupunem existența unei mișcări de subsidență foarte accentuată și mai ales continuă. Platforma de depozitare este foarte întinsă și în continuă dezvoltare, astfel că în faza finală de sedimentare a Eocenului, cadrul geografic de sedimentare al acestor depozite reprezintă o platformă de sedimentare tipică, cu o mișcare de subsidență foarte mare și continuă, care ne arată evident că aceste sedimente se încadrează perfect în tipul de sedimentație paralică.

b) *Eocenul din Pînza de Văleni—Buștenari.* Depozitele Eocenului din această unitate sînt net marine și exclusiv neritice, constituite numai din material terigen. Prezența în cantitate foarte mare a Foraminiferelor aglutinante, în toate nivelele, ne arată adîncimi de ape mici, sub care totuși, datorită unei mișcări de subsidență considerabilă, se acumulează grosimi de depozite apreciable, ce reprezintă tipul clasic al sedimentației paralice. O platformă conti-



nentală foarte întinsă, cu adâncimi de ape mici, primea de pe un continent o cantitate imensă de material terigen, foarte fin, care, ajuns în mare, se depunea sub formă de nisipuri fine și nămoluri. Cantitatea aceasta de material terigen pare a fi oarecum inexplicabilă, dar totuși astfel de cazuri se constată și astăzi. Riul Solo din Java, de pildă, cu un debit restrâns și cu un curs de apă relativ scurt, cară o sarcină de opt ori mai mare decât a Rinului inferior.

Extrema monotonie a acestor depozite nu este deloc întreruptă, căci din cauza intensei aluvionări, sedimente organice nu se puteau forma nicăieri, cel puțin după datele pe care le avem pînă astăzi asupra acestui facies.

c) *Relațiuni între cele două faciesuri ale Eocenului.* M. G. FILIPESCU (31, pag. 39), semnalînd asemănările dintre cele două faciesuri, spune că sînt atît de mari, încît regiunea dintre Teleajen și Doftana pare a constitui o singură unitate. De fapt, aceste asemănări se datoresc numai unui alt mod de a interpreta succesiunea stratigrafică a Eocenului, prin atribuirea la Eocenul din Pinza de Văleni—Buștenari, a unor depozite care de fapt țin de Eocenul din Pinza de Homorîciu—Prăjani. Este drept că asemănările sînt foarte mari, dar numai într-atît cît ne referim la Stratele de Plopu. Seriile inferioare acestor faciesuri sînt diferite ca aspect și ca material sedimentar.

Vom vedea într-un capitol următor că Eocenul din Pinza de Văleni—Buștenari pare a fi, cel puțin în parte, corespondentul stratigrafic al Eocenului din Pinza de Tazlău, din Moldova, a lui ION ATANASIU, (6), pînză caracterizată prin întrepătrunderea faciesului intern de Tarcău cu faciesul marginal. În regiunea noastră această întrepătrundere nu mai poate fi constatată. În profilul de pe V. Bughea, singurul profil mai bine deschis în Pinza de Văleni—Buștenari, în baza acestui Eocen, se observă cîteva intercalații foarte subțiri de strate de tipul Gresiei de Tarcău, dar ele nu ilustrează îndeajuns de bine această întrepătrundere. Nu este mai puțin adevărat totuși că aceste intercalații ne arată clar că Gresia de Tarcău apare și în Pinza de Văleni—Buștenari. Cert este că argilele verzi și gresiile vinete cu hieroglifice sînt elemente de sedimentare marginală. Apariția acestui facies la partea superioară a Gresiei de Tarcău ar putea fi datorită unei invazii a faciesului sudic peste Gresia de Tarcău. Acest fapt pare a fi confirmat de două observații: apariția gresiilor cu hieroglifice, element cu totul nou în faciesul Gresiei de Tarcău, și slaba reprezentare a argilelor roșii în Stratele de Plopu de deasupra Gresiei de Tarcău, prin comparație cu argilele roșii din Pinza de Văleni—Buștenari.

Pe de altă parte, argile verzi cu aceleași caractere lithologice ca și cele din Pinza de Văleni—Buștenari apar chiar în orizontul Gresiei de Tarcău, astfel că este foarte probabil că depozitele celor două faciesuri se întrepătrund, prin extinderea faciesului sudic peste cel nordic, dar depozitele de tranziție propriu zise nu pot fi observate, deoarece ele sînt prinse tectonic sub Pinza de Homorîciu—Prăjani.



Din aceste motive considerăm că depozitele celor două faciesuri sînt depuse în același bazin de sedimentare, pe o platformă continentală foarte întinsă, dar că în sedimentare intervin două țărături diferite. Eocenul din Pinza de Văleni—Buștenari se depunea în S, iar Gresia de Tarcău în N. Aceste faciesuri se întrepătrund transversal, dar faciesul de tranziție nu poate fi observat (pl. V).

2. SEDIMENTE ȘI CONDIȚIUNI DE SEDIMENTARE ÎN OLIGOCEN

a) *Faciesurile Oligocenului.* Odată cu sfîrșitul Eocenului, cadrul geografic de sedimentare al Flișului paleogen se schimbă. Basinele în care s-au sedimentat depozitele Oligocenului se caracterizează prin puternice și continue fenomene de subsidență, care creeau adevărate apeluri de sedimentare, astfel că depozitele, cu toate că formate sub adîncimi de apă mici, se acumulează pe grosimi foarte mari.

Caracteristica aproape esențială a Oligocenului o constituie prezența între depozitele lui a șisturilor și argilelor bituminoase.

Rocile bituminoase nu sînt legate exclusiv de un tip de sedimentare. Prezența nămolurilor sapropelice în fundurile abisale ale Mării Negre arată că aceste depozite pot să se formeze, în condițiuni lithologice speciale, chiar în asociație cu faciesuri marine profunde.

Astăzi se admite în general că șisturile disodilice sînt depozite de mare închisă. Ele se pot forma într-un mediu, chiar marin, cu sedimentație liniștită (golfuri, mări interioare, fiorduri, lagune separate de largul mării), cu fundul neacrisit, în care nu se pot depune decît sedimentele cele mai fine. Din cauza neoxigenării fundului, formele bentonice lipsesc cu desăvîrșire. În schimb viața pelagică poate lua o mare dezvoltare. Ea a fost aceea care a furnizat materia primă pentru formarea bitumenelor. Prof. G. MACOVEI crede că marea în care se depuneau argilele sapropelice, care au dat naștere șisturilor disodilice, avea oarecum caracterul Mării Negre actuale (45, pag. 63).

Prezența în cantitate foarte mare a Diatomeelor, fără Radiolari, evidențiată de M. G. FILIPESCU (31, pag. 118) în rocile de tip gaize-diatomit, constatate frecvent în Oligocen, intercalate între șisturile disodilice, arată că apele în care s-au format aceste depozite nu erau prea sărate. Ele erau mai mult reci și conțineau în mare cantitate suspensiuni argiloase sau cenușe vulcanice care au favorizat dezvoltarea Diatomeelor, împiedicînd pe aceea a organismelor calcaroase (33, pag. 118).

Asupra adîncimii acestei mări nu ne putem face o idee prea justă deoarece lipsa formelor bentonice se poate pune în legătură și cu lipsa unei oxigenări a fundului mării. Judecînd după faptul că în unele argile cu caracter mai puțin sapropelic bituminos, ce se găsesc intercalate între șisturile disodilice, cît și în Stratele de Pucioasa, în anumite nivele, se găsesc deseori Foraminifere aglutinante, s-ar părea că marea nu era prea adîncă.



Alternanța de șisturi disodilice cu Gresii sau Nisipuri de Kliwa și de Strate de Pucioasa cu Gresii de Fusaru și nisipuri calcaroase, corespunde bine cu tipul de sedimentare paralică a lui TERCIER, cu atât mai mult cu cât acumularea de depozite pe grosimi așa de mari, într-o mare nu prea adâncă, implică considerabile și continue fenomene de subsidență, strict caracteristice pentru acest tip de sedimentare.

La sfârșitul Oligocenului marea capătă cu totul alt aspect. În general se admite astăzi că orizontul Stratelor de Cornu reprezintă, cel puțin în partea lui superioară, un orizont lagunar. Într-un capitol anterior am arătat că punctul acesta de vedere nu corespunde cu datele ce se pot culege din observațiile de teren și conchidem că, excluzînd prezența gipsului care, uneori, împreună cu sarea, ar putea reprezenta un accident lagunar în această mare, celelalte orizonturi ale Stratelor de Cornu sînt dezvoltate în facies curat marin (pl. V).

b) *Relațiuni între cele două faciesuri ale Oligocenului.* Am arătat că între cele două faciesuri ale Oligocenului există deosebiri mari, fără ca totuși asemănările să fie cu desăvîrșire excluse. În general, corelații între cele două faciesuri, după cum am văzut, nu se pot stabili decît la nivelul șisturilor disodilice inferioare și la cel al cineritelor, precum și după afinitățile de facies ce se pot constata la nivelul Stratelor de Izvoarele. Examinînd schemele de constituție lithologică ale Paleogenului din cele două unități, în funcție de nivelele de corelație amintite, constatăm că pînă la baza Gresiei de Kliwa superioară faciesul Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari este constituit dintr-o întrepătrundere de depozite de tip occidental (Strate de Pucioasa și Gresie de Fusaru), cu depozite de tip oriental (Gresie de Kliwa și disodile). Faptul acesta ne arată clar că în această porțiune Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari constituie un facies de tranziție între faciesul occidental și faciesul oriental, acesta din urmă fiind aci inaccesibil observațiilor noastre directe.

Asemănările de facies din Stratele de Izvoarele sînt o nouă dovadă în sprijinul acestei păreri. Scriam într-un capitol anterior că Stratele de Izvoarele reprezintă recurențe de facies eocen în Oligocen. Aspectul general al acestor strate amintește, prin gresiile sale, faciesul Eocenului din Pînza de Văleni—Buștenari. În felul acesta s-ar părea că la nivelul Stratelor de Izvoarele, faciesul sudic al Eocenului, odată reinstalat, invadează spre N, peste Stratele de Pucioasa.

Din acest moment problema relațiilor dintre cele două faciesuri devine mai complicată, deoarece se pare că în basinul de sedimentare al depozitelor oligocene apare o cordilieră care separă complet cele două faciesuri.

Nu există decît un singur argument temeinic în sprijinul existenței acestei cordiliere, și anume lipsa Gresiei de Kliwa superioară și a orizonturilor de deasupra ei, în solzii interni ai Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari.



S-ar putea obiecta că Gresia de Kliwa superioară a fost erodată aci ulterior. Faptul acesta nu poate fi susținut însă, deoarece acolo unde Pinza de Homorîciu—Prăjani încăleacă peste Pinza de Văleni—Buștenari, în V. Bughea, pe o distanță vizibilă de trei km, încălecarea se face peste Stratele de Podul Morii ale acestei din urmă unități, adică peste nivele inferioare Gresiei de Kliwa superioară. Ori, această încălecare, vom vedea, a avut loc la sfârșitul Oligocenului, când fenomenele de eroziune nu putuseră interveni încă.

Odată această cordilieră apărută, cele două bazine de sedimentare evoluează diferit. În basinul de N se depun șisturi disodilice și apoi Strate de Cornu cu gips și la sfârșit cu facies marin, în timp ce în basinul de sedimentare sudic se depune Gresie de Kliwa masivă alternînd cu disodile și gaize-diatomite, apoi brece cu sare și în faza finală de umplere, iarăși disodile și gaize-diatomite.

Existența unor astfel de cute născînd, la sfârșitul Oligocenului, fusese imaginată anterior de ION ATANASIU (4, pag. 26), pentru a explica alternanța de roce cu glauconit, element de ape intens oxigenate și în general reci, cu șisturi bituminoase, sedimente de mare închisă cu ape neoxigenate.

În ambele bazine, curenți reci și periodici de coastă, căci judecînd după plante (*Cinammomum*, *Phoenicites*), cît și după abundența *Coccolithophorideelor* în Stratele de Cornu, clima era caldă (33, pag. 124), oxigenau apele, creînd condiții favorabile formării glauconitului.

3. CONCLUZII

Am văzut că variațiile de facies, observate în cele două unități, sînt în strînsă dependență de constituția petrografică diferită a țărmurilor basinului de sedimentare, dar că aceste faciesuri se întrepătrund, constituind faciesuri de tranziție, serii convergente.

Sedimentele acestor faciesuri, net marine, se acumulează pe grosimi foarte mari, datorită unui aport imens și continuu de material terigen. Acest aport de material terigen nu este însă suficient pentru a explica grosimea mare a acestor depozite, astfel că trebuie să presupunem că, pe măsură ce sedimentele se acumulează, platformele de sedimentare se scufundă, întreținînd continuu aportul de material și sedimentarea lui. Aceste fapte constituie caracterul esențial al tipului de sedimentare paralică, așa cum a conceput-o TERCIER.

De aci o primă concluzie: depozitele Flișului paleogen din regiunea noastră aparțin tipului de sedimentare paralică.

Fenomenele de subsidență sînt însă fenomene tectonice și ele sînt combinate cu o mișcare de ridicare a blocurilor continentale, cum și cu o mișcare tangențială de continuă înaintare a ținutului din spate.

Fenomenul de sedimentație și continuitatea lui este în funcție directă de echilibrul care se realizează între aceste mișcări. O accentuare a fenomenului



de subsidență creează apeluri de sedimentare care, satisfăcute continuu, produc o descărcare a blocurilor continentale și o încărcare a platformelor de sedimentare, astfel că de fapt, după cum remarcă TERCIER, asistăm la un dublu joc, acela de ridicare a catenelor muntoase prin descărcare, și de scufundare a platformelor continentale, prin încărcare. În acest caz ne-am putea întreba, cum face TERCIER, dacă nu cumva însăși sedimentația este cauza principală a mișcării de subsidență.

Prin acest joc de continuă scufundare a platformelor de sedimentare și de continuă ridicare a blocurilor continentale, combinate cu mișcarea spre exterior a ținutului din spatele platformelor de sedimentare, se poate realiza un echilibru între fenomenele de sedimentare și acele de eroziune, condiția esențială a acumulării depozitelor Flișului.

Depozitele Flișului sînt deci o formațiune sinorogenică, așa cum o admit astăzi toți geologii.

Dar orogeneza este caracteristică pentru platformele peri- sau intercontinentale și, adăugăm noi, pentru platformele intercordilieriene, astfel că atunci cînd definim Flișul paleogen ca o formațiune sinorogenică, includem în această definiție și tipul de sedimentare paralică, caracteristic pentru aceste platforme.

III. TECTONICA

A) PRIVIRE GENERALĂ

Stabilirea unor raporturi tectonice clare între unitățile de sedimentare ale regiunii, precum și între acestea și unitățile dela N, este extrem de dificilă, în primul rînd din cauza cuvetelor miocene care se plachează discordant peste Paleogen și, în al doilea rînd, din cauza numeroaselor terase de sub care Flișul paleogen, în special la W de Telcajen, apare numai ca petece izolate.

Din aceste motive, neîncrederea cu care a fost privită, la un moment dat, ipoteza unei concepții în pînze de șariaj în cuprinsul regiunii, pare a fi, în oarecare măsură, justificată.

MRAZEC și TEISSEYRE (56, pag. 5), MRAZEC singur (57) și apoi împreună cu VOITEȘTI (59), admit existența unor raporturi de șariaj între cele două unități de sedimentare. Ei deosebesc în regiune Pinza Gresiei de Fusaru, reprezentată prin Pintenul de Homorîciu—Prăjani, și Pinza marginală, reprezentată prin Pintenul de Văleni.

Părerea aceasta rămîne ca atare pînă în 1921, cînd D. M. PREDA (89) constată că tectonica regiunii este foarte simplă și nu permite interpretarea în pînze de șariaj. Dînsul distinge simple anticlinale de depozite paleogene, reprezentate prin cei doi pinteni, separate prin cuvete miocene, care stau normal peste Paleogen, uneori cu marginile puțin răsfrînte. Singura pînză probabilă



ar fi Pinza marginală, reprezentată prin Pintenul de Văleni, dar numai în cazul cînd s-ar dovedi, spune dînsul, că gipsurile din V. Teleajenului sînt mai noi decît Pliocenul de deasupra.

Mai tîrziu (90), autorul constată că aceste gipsuri stau în sinclinal, peste Gresia de Kliwa, astfel că nu mai admite nici existența Pinzei marginale.

După 1928, lucrările Prof. G. MURGEANU (70), ale lui VOITEȘTI (121), MEYER, MRAZEC (64), etc. aduc noi argumente în sprijinul pînzelor de șariaj, așa cum au fost concepute inițial de MRAZEC și VOITEȘTI (59).

În 1934 M. G. FILIPESCU (31), lucrînd în cadrul regiunii noastre, aduce noi date în sprijinul ipotezei unei structuri în pînze de șariaj. Bazat pe studii detaliate de stratigrafie, dînsul distinge în regiunea Văii Teleajenului, trei mari unități tectonice, între care se pot stabili raporturi nete de șariaj:

Pinza internă, în afara regiunii noastre;

Pinza mediană, în care dînsul separă, la N, zona de solzi, cu depozite dela Albian pînă la Oligocen, în care Eocenul este reprezentat prin Faciesul de Șotriile, și la S, zona Pintenului de Homorîciu — Prăjani, constituită din depozite care încep cu Albianul și sfîrșesc cu Aquitaniianul cu sare, în care Eocenul este reprezentat prin Gresiile de Fusaru—Tarcău, iar Oligocenul prin Stratele de Pucioasa;

Pinza marginală (Pintenul de Văleni), constituită din depozite de Fliș marginal, reprezentate prin Eocen marginal, Eocen-Oligocen (Strate de Podul Morii), Oligocen (disodile, menilite, Gresie de Kliwa) și Aquitaniian cu sare.

Privită în general, concepția lui M. G. FILIPESCU atribuie sării un rol covîrșitor în desăvîrșirea pînzelor și se bazează pe prezența neîndoioasă a Oligocenului superior cu gipsuri și sare, în ferestre, sub depozite paleogene mai vechi. În cazul nostru Pintenul de Homorîciu—Prăjani ar încăleca peste Pintenul de Văleni, cu depozitele sale dela Senonian pînă la Aquitaniian inclusiv, iar Pintenul de Văleni ar fi șariat peste Aquitaniian, constituit din gipsuri și sare.

Această concepție tectonică, ilustrată prin numeroase profile, care, după cum vom vedea, pot fi interpretate și altfel de cum le interpretează dînsul, este urmarea logică a succesiunilor stratigrafice admise atunci. În cazul de față, între concepția noastră stratigrafică, bazată pe cercetări de teren mai detaliate, și concepția lui M. G. FILIPESCU există, cum am arătat în capitolul despre stratigrafie, deosebiri destul de mari. Dacă la aceasta adăugăm și faptul că în ultimul timp lucrările lui GR. POPESCU (87) plasează cea mai mare parte a masivelor de sare din regiune, împreună cu brechiile lor, constituite în majoritate din materialul de Fliș, în cel de-al doilea Mediteranean, trebuie să constatăm că argumentele cele mai temeinice ale lui M. G. FILIPESCU, în sprijinul existenței unui Autohton cu sare sub Pintenul de Văleni, sau a unui Aquitaniian cu sare aparținînd Pintenului de Văleni, sub Pintenul de Homorîciu, devin discutabile.



Mai târziu, lucrînd în regiunea Văii Buzăului, dînsul (32) renunță la ideea unor raporturi de șariaj între cei doi pînteni, ajungînd la concluzia că ei stau în raporturi normale de superpoziție, acolo unde îi găsim suprapuși, depozitele Pintenului de Văleni fiind superioare în seria stratigrafică. Ambii pînteni aparțin aceleleași unități tectonice, Pînza mediană, ceea ce concordă, spune dînsul, cu comunicările verbale ale lui D. M. PREDA și G. MURGEANU.

Dacă urmărim harta geologică a lui M. G. FILIPESCU, se constată că punctul în care dînsul citează existența Gresiei de Fusaru—Tarcău în baza Pintenului de Văleni (V. Buzăului la Nehoiul), este situat în prelungirea Pintenului de Homorîciu—Prăjani. În acest caz, poziția Gresiei de Tarcău în baza Stratelor de Plopu, care se aseamănă pînă la identitate cu Eocenul din Pintenul de Văleni, este normală și nu putem scoate de aci o dovadă că Gresia de Tarcău există și în Pintenul de Văleni. În acest din urmă pînten, în V. Buzăului și în V. Sibiciului, N. GRIGORAȘ și C. STOICA (36, 103) nu citează nicăieri Gresie de Tarcău, ci doar un facies care se aseamănă cu acela descris de noi în Pînza de Văleni—Buștenari, din V. Teleajenului.

Dealtfel, recent, comunicările lui N. GRIGORAȘ (36) semnalează existența în această regiune a unei gresii de tip Tarcău, pe care o atribuie Oligocenului și care, cu siguranță, nu este altceva decît Gresia de Fusaru, oligocenă. Ori, în punctul citat de M. G. FILIPESCU nu putem ști încă cu suficientă precizie dacă nu cumva avem de-a face cu această gresie, așa încît asemănarea cu sedimentele din Pînza de Homorîciu—Prăjani din V. Teleajenului apare și mai bine.

Din aceste motive considerăm că pînă acum nu există nici o dovadă care să pledeze net pentru ipoteza unor raporturi de superpoziție între depozitele celor doi pînteni, și orice concluzie în legătură cu această superpoziție ne apare prematură.

B) MOMENTE DE OROGENEZĂ ȘI TECTONICA REALIZATĂ

Depozitele Paleogenului din cuprinsul regiunii au suferit mișcări tectonice aproape continue, dela sfîrșitul Paleogenului și pînă la începutul Quaternarului. Totuși se pot separa trei faze de cutare, care au afectat aceste depozite:

1. Faza de cutare savică, la sfîrșitul Oligocenului,
2. Faza de cutare premeoțiană (stirică?),
3. Faza de cutare valahică, la sfîrșitul Pliocenului.

1. FAZA DE CUTARE SAVICĂ

În capitolul despre stratigrafie arătasem că Oligocenul suportă discordant depozitele miocene. Faptul acesta este în special vizibil între Livadea și Melicești.



Pe V. Dobreasa, la Livadea, peste gresiile glauconitice ale Stratelor de Cornu, cu înclinări de 70° spre N, stau gresii conglomeratice miocene, cu înclinări de $20-30^\circ$ spre N (fig. 10).

Pe V. Berteza, la N de confluența cu V. Vărbilăului, peste marnele cu pietrișuri, cu intercalații de șisturi disodilice, cu înclinări de $60-80^\circ$ spre N, ale

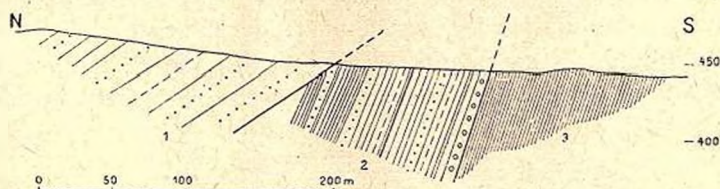


Fig. 10. — Profil pe V. Dobreasa, la Livadea (contactul Oligocen-Miocen).

1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 3, șisturi disodilice superioare.

Oligocenului, stau conglomeratele Miocenului inferior, cu înclinări de 30° spre N.

În V. Sghiboaia, la N de Alunișul, peste orizontul Stratelor de Cornu, oligocen, constituit la partea superioară din gresii glauconitice și șisturi argi-

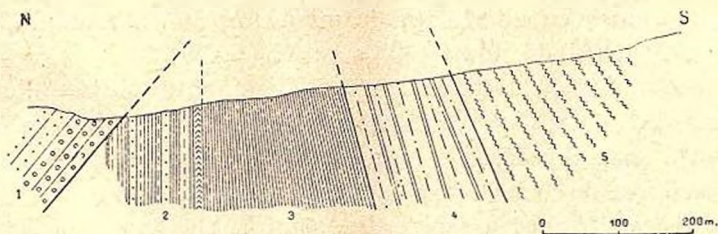


Fig. 11. — Profil pe V. Ciortanul Mare (Nord Melicești), la contactul dintre Oligocen și Miocen.

1, Miocen; 2, Orizontul Stratelor de Cornu; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Orizontul Stratelor de Izvoarele; 5, Orizontul Stratelor de Pucioasa.

loase, cu înclinări de $60-70^\circ$ spre N, se sprijină conglomeratele și gresiile Miocenului inferior, cu înclinări tot spre N, dar numai de $30-35^\circ$ (fig. 6).

Pe V. Ciortanului Mare, la N de Melicești, peste gipsurile și argilele bituminose ale orizontului superior al Oligocenului, care stau în picioare, se aștern conglomeratele Miocenului inferior, cu înclinări de numai 50° spre N (fig. 11).

Din aceste date se poate vedea clar că Miocenul ia contact transgresiv cu Oligocenul superior. Mergînd din V. Vărbilăului spre N, pînă în V. Ciortanului, se constată că depozitele Miocenului înaintază progresiv peste depozitele oligocene, luînd contact cu nivele din ce în ce mai inferioare.

În Pinza de Văleni—Buștenari, peste depozitele Oligocenului superior, reprezentate prin Gresia de Kliwa superioară, care formează la Copăcenii două sinclinale, separate printr-o linie de fractură, se aștern transgresiv, deacurmezișul, depozitele Miocenului inferior, reprezentate prin nisipuri și gresii, cu intercalații de marne roșcate (fig. 12).

Pe V. Gardurilor, peste Gresia de Kliwa, cu înclinări de 45° spre N, stau depozitele Miocenului inferior, cu înclinări de 45° spre S.

Pe V. Corbului, la confluența Pîriului Opăriți cu P. Băii, peste șisturile disodilice de deasupra sării, puternic înclinate spre N ($70-80^\circ$) stau gresii

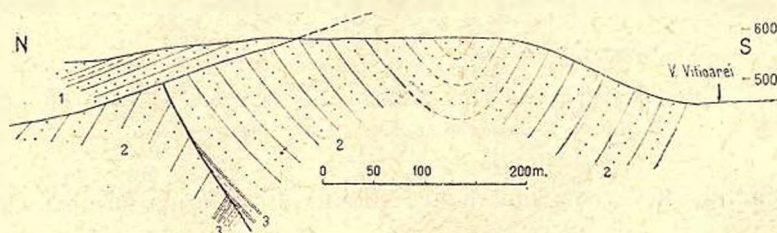


Fig. 12. — Profil la limita Oligocen-Miocen, la Copăcenii.

1, Miocen; 2, Gresie de Kliwa superioară; 3, Strate de Izvoarele.

grosiere și nisipuri, cu intercalații de marne roșcate, aparținând Miocenului inferior, cu înclinări de numai 40° spre N (fig. 9).

Toate aceste date ne arată evident că dela sfîrșitul Oligocenului are loc o puternică fază de cutare, ce afectează depozitele Paleogenului din regiune, iar după această fază invadează transgresiv depozitele Mediteraneanului I. În timpul acestei faze de cutare s-a schițat structura în pînze de șariaj a depozitelor Flișului paleogen. Aceasta rezultă din următoarele fapte:

Urmărind linia de contact dintre cele două unități, se constată că între V. Bughea și V. Teleajenului ea este mascată de depozitele miocene ale Cuvetei de Drajna care invadează aci mult spre S, ajungînd pînă peste Pinza de Văleni—Buștenari.

În regiunea cuprinsă între Bughea de Sus și Poiana Vărbilău se poate constata că Pinza de Homorîciu—Prăjani încalcă peste Pinza de Văleni—Buștenari, constituind un petec de acoperire de cca 3 km lățime. Cuveta de Vărbilău—Trestioara se așterne transgresiv peste acest petec de acoperire, pe care-l depășește spre N, ajungînd pînă peste Pinza de Homorîciu—Prăjani.

În V. Slănicului, la Vărbilău, depozitele aceleiași cuvete miocene acoperă complet linia de contact dintre cele două unități. Peste Gresia de Tarcău din Pinza de Homorîciu—Prăjani stau aci transgresiv gresii și marne roșii, aparținînd Miocenului inferior (fig. 2).

Aceste date evidențiază neîndoiește că transgresiunea primului etaj mediteranean are loc peste o tectonică deja înfăptuită, reprezentată prin cele două

unități tectonice ale regiunii, individualizate în timpul fazei de cutare savică, la sfârșitul Oligocenului.

Faptul că peste această cutare s-au suprapus altele, îngreuiază descifrarea stilului ei propriu. Se poate totuși afirma că, în general, cutele sînt deversate spre S.

2. FAZA DE CUTARE PREMEOTIANĂ (STIRICĂ?)

După D. M. PREDA (89), depozitele neogene se formează sub influența unor puternice oscilații ale Carpaților, care provoacă transgresiuni și regresiuni marine. Aceleași depozite, după M. G. FILIPESCU (31), s-ar forma sub influența unor oscilații ale fundului lacului neogen. Dînsul adaugă că este foarte probabil ca în acest timp să fi avut loc și oarecare mișcări orogenice, însă de mică importanță.

Faptul că studiile noastre au fost limitate numai la depozitele paleogene nu ne permite să formulăm păreri proprii în această chestiune.

Tot după PREDA (89), în vecinătatea cîmpiei Meoțianul este în continuitate de sedimentare cu Sarmațianul. Mergînd spre E se constată (89, pag. 33) că Meoțianul se reazimă transgresiv peste Buglovian, iar mai spre N încă, el stă transgresiv și discordant peste Mediteranean și este reprezentat numai prin partea lui superioară. «Cu alte cuvinte, conchide dînsul, lacul meotic, care înainta dela S spre N, a atins regiunea Flișului tocmai în Meoțianul superior».

Acest fapt ne arată că în S, între Sarmațian și Meoțian, a existat continuitate de sedimentație, iar înaintarea spre N a depozitelor meoțiene trebuie pusă în legătură, fie cu o mișcare de ridicare a fundului lacului meoțian, fie cu o mișcare de scufundare a Carpaților. Precizînd totuși că la N, în regiunea Opăriți, Posești, Aricești, Meoțianul se găsește transgresiv și discordant peste Mediteranean, D. M. PREDA admite implicit că între sfârșitul Mediteraneanului și începutul Meoțianului a existat totuși o fază de cutare, dar care nu poate fi situată între Sarmațian și Meoțian.

Studiînd relațiile dintre Tortonian, Buglovian și Sarmațian, D. M. PREDA (89, pag. 30) consideră că între Sarmațian și Tortonian există o trecere gradată, iar depozitele care fac această trecere sînt depozitele bugloviene. Dînsul conchide că «asemănarea petrografică între Tortonian și Buglovian este așa de completă, că dacă n-ar exista fosile caracteristice, ar fi peste putință să știm dacă avem de-a face cu una sau alta dintre formațiuni».

Depozitele bugloviene fiind depozite de tranziție între Tortonian și Sarmațian și admițînd continuitatea de sedimentare între Sarmațian și Meoțian, trebuie să admitem implicit că dela începutul Tortonianului și pînă în Levantin a avut loc o perfectă continuitate de sedimentare. Transgresiunile și regresiunile marine periferice care se observă în decursul acestui timp sînt datorite numai oscilațiilor verticale, fie ale Carpaților, fie ale fundului lacului neogen.

Meoțianul este totuși transgresiv și discordant peste Mediteranean, așa cum foarte bine a arătat D. M. PREDA. Această discordanță între depozitele Miocenului inferior și depozitele meoțiene a fost bine evidențiată în ultimul timp și în șantierele petrolifere, în cursul lucrărilor de exploatare a Miocenului. Din observațiile, dealtfel foarte sumare, făcute de noi asupra depozitelor neogene din regiune, se poate constata același lucru. La E de Prăjani, Pliocenul din Plaiul Prăjanilor stă discordant peste Miocenul cu gipsuri și tufuri.

Știind că orizontul lagunar cu gipsuri și tufuri este concordant și în continuitate de sedimentare cu orizontul roșu al Miocenului și că între Tortonian și Levantin există aceeași continuitate de sedimentare, trebuie să admitem că faza de cutare, care provoacă discordanța dintre Meoțian și Miocenul cu tufuri, a avut loc în timpul cuprins între acest Miocen și Tortonianul fosilifer (Calcarele de Leitha), care, prin caracterele sale net marine, arată « începutul unei noi faze mediteraneene » (89, pag. 29).

Astfel situată în timp, această fază de cutare ar corespunde fazei de cutare strică. Există însă oarecare fapte care se opun acestui punct de vedere. De pildă, pînă acum, literatura asupra regiunii nu semnalează vreo discordanță între Miocenul cu gipsuri și tufuri și depozitele tortoniene. În afară de aceasta, noi nu cunoaștem încă cu destulă precizie tectonica premeoțiană din vecinătatea cîmpiei și ne putem întreba, pe drept cuvînt, dacă transgresiunile și regresiunile marine constatate în decursul Neogenului nu sînt și acolo legate de adevărate mișcări tectonice și nu de simple oscilații ale fundului lacului neogen sau ale Carpaților.

Din aceste motive, deși constatăm existența neîndoieinică a unei faze de cutare înainte de Meoțian, ezităm totuși, pentru moment, să-i fixăm un loc definitiv în timp.

Această fază de cutare a avut importanța ei și este probabil că ea a afectat și depozitele paleogene din cuprinsul regiunii noastre. Peste această cutare s-a suprapus însă cutarea valahică dela sfîrșitul Pliocenului, astfel că stilul propriu de cutare al acestui moment de orogeneză a fost, fără îndoială, deformat. Totuși, în cursul expunerii asupra tectonice de detaliu a marilor unități, vom căuta să precizăm, pe cît ne va fi cu putință, efectele acestei cutări.

3. FAZA DE CUTARE VALAHICĂ

Se știe astăzi că la sfîrșitul Levantinului a avut loc o puternică mișcare tectonică, ce a desăvîrșit structura de azi a Carpaților și Subcarpaților. Este faza de cutare valahică.

În cuprinsul regiunii noastre această fază de cutare are un rol foarte important. Cutele schițate în faza de cutare savică și accentuate probabil în faza de cutare premeoțiană, își capătă aspectul actual. Ele sînt îngrămădite și deversate mult spre S. În timpul acestei mișcări s-a produs încălecare depozitelor paleo-



gene din Pinza de Văleni—Buștenari peste depozitele neogene din fața lor. Vom vedea într-un capitol următor că această încălecare este foarte variabilă ca intensitate, în lungul liniei de încălecare.

Cutele postpliocene, deversate spre S, au în general direcția E—W, spre deosebire de cele postoligocene, deversate tot spre S, dar cu direcție de obicei NE—SW.

C) VALOAREA OROGENICĂ A FAZELOR DE CUTARE

I. P. VOITEȘTI (122), discutând valoarea orogenică a fazei de cutare valahică, spune că: « mișcările au fost atât de puternice, încât au încrețit nu numai formațiunile mio-pliocene ale Carpaților până în fundamentul lor, dar au influențat puternic și cutele Flișului, ca și pe acele ale zonelor de Cristalini și Mesozoic, accentuând numai pe unele, pe multe fracturându-le și transformându-le în cute-solzi, imbricate dela interior spre exterior ».

În timpul acestei mișcări, spune el, « sarea a ieșit din culcușul ei mai adânc, nu numai în Subcarpați, dar și în zona Carpaților Flișului, străbătând și breșii fiind ca șimburi gigantiști diapiri, pe unele locuri, întreaga stivă de strate ale anticlinalelor Flișului și Subcarpaților, în lungul cărora masivele apar înșirate după linii de fracturi axiale » (122, pag. 143).

Aceeași importanță o atribuie acestei faze de cutare și M. G. FILIPESCU (31).

Este adevărat că această mișcare a fost extrem de puternică și a produs încălecări și străpungeri importante în regiunea depozitelor neogene din cîmpie, însă influența lor atât de mare asupra cutelor Flișului, și în special asupra celor cristaline-mesozoice, ni se pare discutabilă într-o largă măsură.

În ultimul timp s-a exprimat părerea (76, 87) că șisturile din spatele masivelor de sare, considerate ca oligocene, ar fi de vîrstă miocenă, astfel că nu s-ar mai putea susține că în timpul fazei de cutare valahică sarea de sub pînzele Flișului a străbătut aceste pînze, aducînd la suprafață klippele pomenite. În afară de aceasta, am arătat că transgresiunea Miocenului inferior găsește unitățile mari ale regiunii deja individualizate, în forma lor actuală. Mai mult încă, în Pinza de Văleni—Buștenari, Miocenul este transgresiv peste cute deja formate, astfel că de fapt trebuie să admitem că aceste cute au fost numai accentuate în timpul cutării valahice și probabil numai deversate ceva mai mult spre S, peste depozitele neogene.

Dacă se observă modul de cutare al Paleogenului, se constată că cutele din Pinza de Văleni—Buștenari, pe măsură ce înaintăm dela S spre N, devin din ce în ce mai largi, își pierd caracterul de cute-solzi și trec la cute normale, bine reprezentate în Pinza de Homorîciu—Prăjani. Observația aceasta ne arată că mergînd dela S spre N, cutarea valahică își pierde din intensitate, astfel că depozitele cristalino-mesozoice poate nici nu au fost influențate în timpul acestei cutări, sau, în orice caz, au fost influențate într-o măsură foarte redusă.



Faptul că mișcarea valahică își pierde din intensitate pe măsură ce înaintăm spre N, este evidențiat și prin aceea că cele mai nordice depozite pliocene din cuprinsul regiunii (Pliocenul dela Prăjani) sunt foarte puțin cutate, în comparație cu depozitele pliocene din S.

Judecând după tectonica mai accentuată a depozitelor miocene, care suportă acest sinclinal de Pliocen, sîntem înclinați să credem că în această porțiune faza de cutare premeoțiană a fost mai puternică decît cutarea valahică. Mergînd dela E la W se poate constata că intensitatea încălecării depozitelor paleogene peste cele neogene scade treptat, astfel că în regiunea Buștenari, încălecarea este de foarte mică importanță, iar la Telega dispare cu desăvîrșire. Aci Meoțianul este discordant și transgresiv peste Paleogen și Miocen. S-ar părea deci că intensitatea cutărilor valahice descrește dela S spre N și dela E spre W.

În același timp, explorările Miocenului din regiunile petrolifere (Gura Ocnitei, Moreni, Răzvad) au arătat o accentuată discordanță între depozitele Miocenului inferior și cele ale Pliocenului, mai accentuată decît aceea ce se poate constata la E, în cuprinsul regiunii noastre sau al regiunii învecinate. Faptul acesta pare să ne indice că intensitatea cutărilor premeoțiene descrește dela W spre E, adică tocmai contrar mișcărilor valahice.

Suprapunerea acestor două cutări în zona sudică de cîmpie, în care cutarea valahică este foarte puternică, nu ne permite să putem aprecia intensitatea fazei de cutare premeoțiană, direcția în care crește sau descrește și modul cum influențează depozitele.

În ceea ce privește cutarea savică, am arătat că în cuprinsul regiunii noastre, prin încălecările mari pe care le produce, ea este o mișcare puternică. Această mișcare a schițat structura pînzelor Flișului marginal, în liniile ei mari, structură care apoi este numai completată, în măsură mai redusă, în timpul mișcărilor premeoțiene și în special în timpul celor valahice care, în ordinea intensității, se situează imediat după mișcărilor post-oligocene.

Rezumînd și sintetizînd aceste observații, trebuie să facem constatarea că, pe măsură ce înaintăm dela S spre N, cutarea valahică își pierde din intensitate și influențează din ce în ce mai puțin depozitele, astfel că în regiunea cristalino-mesozoică nu credem că se mai poate vorbi de efecte propriu zise ale acestei cutări, ci numai de simple accidente, datorită unor rezolvări de tensiune. Depozitele cristalino-mesozoice și chiar parte din depozitele paleogene (unitatea internă), rămîn în spatele zonei de orogeneză, care se manifestă puternic în cîmpie.

D) UNITĂȚI TECTONICE

Am arătat în capitolul despre stratigrafie că cercetările anterioare lucrării de față stabiliseră în cuprinsul regiunii existența a două faciesuri, unul nordic, în Pintenul de Homorîciu—Prăjani, și altul sudic, în Pintenul de Văleni.



Cercetările noastre, precizînd și mai mult existența și constituția acestor faciesuri, au pus și mai acut problema relațiilor dintre ele.

Am arătat că partea inferioară a Eocenului din cele două unități de sedimentare este profund diferită ca alcătuire petrografică și că în cuprinsul regiunii nu am putut constata nicăieri depozite de tranziție, de întrepătrundere a celor două faciesuri.

Pentru Oligocen problema este ceva mai complicată, deoarece depozitele Oligocenului de tip oriental, reprezentate prin disodile și Gresie de Kliwa în Pintenul de Văleni, se întrepătrund în jumătatea lor inferioară cu depozite de tip occidental, Strate de Pucioasa, caracteristice și bine dezvoltate în unitatea de sedimentare internă. Astfel fiind, s-ar părea că Oligocenul din Pintenul de Văleni ar reprezenta, de fapt, depozitele de tranziție dintre un Oligocen intern, dezvoltat în facies de Pucioasa și un Oligocen mai extern, aci inaccesibil observațiilor directe, dezvoltat poate numai în facies extern, reprezentat exclusiv prin disodile și Gresie de Kliwa. Analizînd aceste întrepătrunderi de facies, am arătat că faciesul oriental este mai puternic dezvoltat și predomină asupra faciesului occidental, și că această predominanță se accentuează continuu, pe măsură ce mergem dela W spre E, din Valea Teleajenului spre Valea Buzăului.

Din cauza abundenței faciesului oriental, supoziția că depozitele oligocene din Pînza de Văleni—Buștenari ar reprezenta adevăratele depozite de tranziție dintre cele două faciesuri ale Oligocenului, ne apare numai în parte ca justă și în orice caz este discutabilă. Este mai probabil că aceste depozite reprezintă o variantă externă a faciesului de tranziție, pe care nu-l putem sesiza în regiune.

Aranjarea aceasta a faciesurilor, în contact, fără depozite intermediare, pe lîngă alte considerații și observații de teren, pe care le vom discuta la timp, ne obligă să admitem existența unor raporturi de șariaj între cei doi printeni, stabilind în cuprinsul regiunii noastre prezența a două mari unități tectonice:

Pînza de Homorîciu—Prăjani, la N, constituită din Eocen, dezvoltat în faciesul Gresiei de Tarcău, și din Oligocen, dezvoltat în facies occidental, sub formă de Strate de Pucioasa, din care lipsește cu desăvîrșire Gresia de Kliwa, dar în schimb este prezentă Gresia de Fusaru.

Pînza de Văleni—Buștenari, la S, constituită din Eocen dezvoltat în facies argilo-gresos, din care lipsește Gresia de Tarcău, și din Oligocen, reprezentat prin Gresia de Kliwa cu disodile și menilite, în jumătatea inferioară a căruia se intercalează, în diferite nivele și orizonturi, depozite de tip occidental, reprezentate prin Strate de Pucioasa și chiar Gresie de Fusaru.

Dacă desfășurăm aceste unități, cu cutele lor secundare și le aducem la orizontală, constatăm că depozitele paleogene au în total o lărgime vizibilă de 30 km.

Pe această lărgime faciesurile se repartizează astfel:

Faciesul Paleogenului din Pînza de Homorîciu—Prăjani, 18—20 km (vizibil).

Faciesul Paleogenului din Pînza de Văleni—Buștenari, 9—10 km (vizibil).

Admițînd că ținutul din față a fost în general fix în decursul sedimentării, am putea calcula, cu oarecare aproximație, unde se găsea ținutul din spate al basinului de sedimentare al Flișului paleogen, pentru a ne putea da seama de intensitatea șariajului dintre cele două unități tectonice.

Presupunînd că ținutul din față ar ajunge pînă la Podenii Noi, unde, în jurul masivelor de sare, se observă numeroase blocuri de calcare jurasice și roce verzi, — acestea din urmă caracteristice pentru Vorland —, pe o distanță de 9 km, atît cît există între cele mai sudice aflorimente paleogene din Pînza de Văleni—Buștenari și Podenii Noi, ar mai fi posibile cîte ale Flișului care, desfășurate, ar mai da încă o lărgime de depozite de cca 15 km. În felul acesta ar rezulta pentru depozitele Paleogenului din Pînza de Văleni—Buștenari o lărgime de cca 25 km. Știînd că lărgimea depozitelor din Pînza de Homorîciu — Prăjani se evaluează la cca 25 km, trebuie să admitem că teritoriul ocupat de sedimentele celor două pînze din regiunea noastră ar avea o lărgime de aproximativ 45 km.

La aceasta trebuie să adăogăm și lărgimea depozitelor de tranziție, prinse sub Pînza de Homorîciu—Prăjani, lărgime care este greu de evaluat. Dacă socotim arbitrar că această lărgime ar fi de cca 10 km, trebuie să considerăm că ținutul din spate al faciesului occidental de Pucioasa era situat cu aproximație la cca 55 km N de linia ținutului din față stabilit.

Peste Pînza de Homorîciu—Prăjani este încălecată și Pînza internă, cu Eocen de tip Șotriile care, desfășurat, ne arată o lărgime de depozite de cca 20 — 25 km, ceea ce ar da în total pentru marea Flișului paleogen o lărgime de 75 — 80 km, astfel că ținutul din spate al acestei mări ajungea, spre N, pînă în regiunea Brașovului.

Știînd că cele mai nordice depozite paleogene de tip Șotriile se cunosc la N de Măneciu, trebuie să admitem că ținutul din spate al mării Flișului paleogen a înaintat, de la începutul Paleogenului și pînă astăzi, cu distanța dintre Măneciu și Brașov, adică cu aproximativ 45 km.

În aceste calcule nu am ținut seamă de faptul că Prof. G. MURGEANU (73) admite existența unei cordiliere, care separa faciesul Gresiei de Fusaru de depozitele echivalente din faciesul nordic al Eocenului de Șotriile. Dacă socotim și această cordilieră, « cumană » cum o numește dînsul, este evident că ținutul din spate al mării Flișului paleogen se mută mai spre N, iar înaintarea lui va fi și mai mare.

Desigur, aceste date nu pot fi riguros exacte. Ele arată în orice caz un minimum și ne pot da o măsură aproximativă a lărgimii zonelor de sedimentație, a întinderii faciesurilor și a intensității fenomenelor de orogeneză.



1. PÎNZA DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

a) FRUNTEA PÎNZEI DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

Examinînd harta geologică a regiunii noastre, constatăm, cu rare excepții, că raporturile dintre cele două unități tectonice sunt mascate fie de cuvetele miocene, fie de terasele cuaternare. În special între V. Teleajenului și V. Bughea, depozitele Cuvetei miocene de Drajna, care se extinde aci mult spre S, peste Pinza de Văleni—Buștenari, fac imposibile orice observații directe.

Aparițiile izolate ale Stratelor de Cornu din Pinza de Homorîciu—Prăjani, de sub această cuvetă, nu ne dau nici un fel de indicații asupra naturii raporturilor dintre cele două unități tectonice.

La gura Văii Drajna, M. G. FILIPESCU, bazat pe existența unei gresii de tip Tarcău, în relații, de altfel cu totul neclare, cu masivul de sare de pe V. Drajnei, consideră sarea ca aparținînd Autohtonului, încălecat spre N de Pinza mediană (Pintenul de Homorîciu), iar spre S de Pinza marginală (Pintenul de Văleni).

Din cîte cunoaștem noi, la gura văii, chiar în firul Teleajenului, apare un pachet de gresii miocene, cu intercalații de marne roșcate. Este probabil că aceste gresii au fost considerate de M. G. FILIPESCU, ca aparținînd faciesului de Tarcău.

Faptul acesta ne apare cu atît mai plauzibil, cu cît la gura Văii Drajna, pe harta ce însoțește lucrarea sa, nu sînt figurate decît depozite eocene și depozite aquitaniene în fereastră. Aceste gresii aparțin, după noi, Miocenului inferior și se pot urmări fără întrerupere în flancul sudic al Cuvetei de Drajna, începînd de la Bughile de Sus pînă în V. Drajna.

Pentru a arăta natura relațiilor dintre cele două unități în această regiune, dăm cîteva profile care urmăresc acest contact din V. Teleajenului spre W.

În V. Teleajenului, în malul drept al văii, chiar în fața confluenței cu V. Drajna, se poate vedea un profil (fig. 13, C), care arată că depozitele Miocenului inferior, încălecate după o linie de falie de o importanță redusă, de depozitele Eocenului și constituite din conglomerate în bază și din marne roșcate cu gresii și tufuri la partea superioară, suportă Miocenul superior cu brechie cu sare, care înaintază pînă peste orizontul Stratelor de Cornu, din Pinza de Homorîciu—Prăjani. Acest orizont suportă, la rîndul lui, o altă cuvetă de Miocen, separată de Cuveta mare de Drajna, printr-o linie de fractură, de-a lungul căreia, la Olteni, apare iarăși orizontul Stratelor de Cornu, care în V. Teleajenului este rămas în profunzime.

În ansamblu privit, acest profil ne arată clar că flancul sudic al Cuvetei de Drajna, înaintat mult spre S, în regiunea dintre V. Bughea și V. Teleajenului, pînă peste contactul dintre cele două unități, este îmbucătățit printr-o serie de falii longitudinale, constituind două cuvete mici, în fața Cuvetei de Drajna propriu zisă, fapt ce se poate urmări spre W pînă în V. Bughea. În



V. Drajna, cea mai sudică dintre aceste cuvete se ridică și dispăre, în timp ce cea mai nordică pare a se continua și spre E, dincolo de regiunea noastră.

În malul stîng al Văii Teleajenului (fig. 13. B) situația se prezintă neschimbată. Sarea din V. Drajna, de vîrstă miocenă, cum a arătat GR. POPESCU (87),

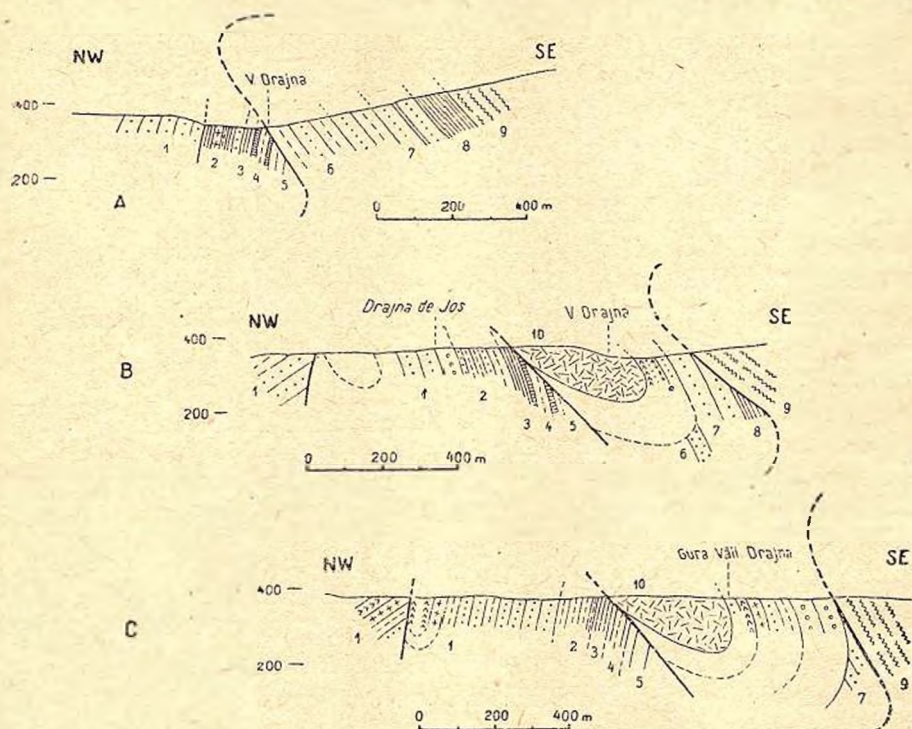


Fig. 13

- A. — Raporturile dintre Pinza de Homoriciu-Prăjani și Pinza de Văleni-Buștenari, în V. Drajna, la Popești.
 B. — Raporturile dintre Pinza de Homoriciu-Prăjani și Pinza de Văleni-Buștenari, în V. Teleajenului; la gura Văii Drajna (malul stîng).
 C. — Raporturile dintre Pinza de Homoriciu-Prăjani și Pinza de Văleni-Buștenari, în V. Teleajenului (malul drept), în fața gurii Văii Drajna.

1, Miocen; 2, Strate de Cornu; 3, Orizontul șisturilor disodilice sup.; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa; 6, Strate de Podul Morii; 7, Orizontul Gresiei de Kliwa inf.; 8, Orizontul șisturilor disodilice inf.; 9, Eocen; 10, Miocen sup. cu sare; 2-5, Pinza de Homoriciu-Prăjani; 6-9, Pinza de Văleni-Buștenari.

stă peste tufurile și gipsurile Miocenului, ca și în malul drept al văii, totul fiind răsturnat spre N.

Între cele două profile se poate vedea, chiar la gura Văii Drajna, în firul Teleajenului, cum aceste gipsuri alternează cu gresii micacee, între care apar și strate subțiri de marne roșcate nisipoase. Ele se pot urmări pînă la cca 100 m de confluență, pe firul Văii Drajna în sus, în aceeași poziție, de unde



apoi dispar sub aluviuni, pentru a reapare în malul stîng al văii, în profilul descris. Problema raporturilor dintre cele două unități nu poate fi rezolvată tocmai din cauza acestor cuvete. Ceea ce apare clar este că de sub flancul nordic al cuvetei meridionale, iese orizontul Stratelor de Cornu și, în parte, și al șisturilor disodilice superioare din Pinza de Homorîciu—Prăjani, în timp ce în flancul ei sudic apare Eocenul și Gresia de Kliwa din Pinza de Văleni—Buștenari, fapt care ne face să credem că raporturile dintre cele două unități trebuie căutate sub această mică cuvetă.

Un profil ceva mai complet apare la cca 1 km E de gura Văii Drajna (fig. 13, A). De sub conglomeratele miocene apar aci șisturi argiloase cu aspectul disodililor, marne albe tufacee cu Globigerine și alte Foraminifere, gresii cu Numuliți, iar dedesubt șisturi disodilice masive, care se sprijină pe un pachet de strate, ce seamănă perfect cu Stratele de Izvoarele. Sîntem deci îndreptățiți să credem că ne aflăm în fața unei serii normale, care merge de la Stratele de Izvoarele în sus, pînă la Miocenul transgresiv și care aparține Pinzei de Homorîciu—Prăjani. Totul cade net spre N. În firul văii nu se mai poate observa nimic, dar în malul stîng apar Strate de Podul Morii, reprezentate prin cele două nivele inferioare, care se sprijină pe Gresia de Kliwa, de sub care apar șisturile disodilice inferioare și apoi Stratele de Plopu ale Eocenului. Totul cade spre S în poziție inversă.

Privit în ansamblu, profilul ne arată că seriile stratigrafice ale celor doi pînteni, atît cît apar la zi, au direcții de înclinare diametral opuse, evidențiind o răsfrîngere spre N a Pinzei de Văleni—Buștenari, în timp ce în Pinza de Homorîciu—Prăjani orizonturile cad normal sub depozitele Cuvetei de Drajna.

Față de această situație am înclinat să cred că cele două unități iau contact în această regiune, de-a lungul unei puternice linii de dislocație, după care Pinza de Văleni—Buștenari se răsfrînge spre N, peste Pinza de Homorîciu—Prăjani. Faptul că această răsturnare spre N afectează și depozitele miocene, ne obligă să admitem că ea nu este efectul mișcărilor savice, ci un efect de recutare mai recent, datorit probabil cutărilor premeoțiene și accentuat, poate, în timpul cutărilor valahice.

Raporturile dintre cele două unități devin clare din V. Bughea spre W, pînă în V. Vărbilăului. Într-un profil care merge de la Bughile de Jos, peste Vf. Tîmpa, pînă în V. Bisericii, se observă o evidentă încălecare a Pinzei de Homorîciu—Prăjani peste Pinza de Văleni—Buștenari, dar ea nu este vizibilă decît pe o lățime de maximum 3 km (fig. 14).

Depozitele Eocenului, reprezentate prin Stratele de Plopu și puține Gresii de Tarcău, din Pinza de Homorîciu—Prăjani, se sprijină aci pe Stratele de Podul Morii și Gresia de Kliwa inferioară, reprezentînd Oligocenul din Pinza de Văleni—Buștenari. Peste Stratele de Plopu stau Strate de Pucioasa și gipsuri din orizontul Stratelor de Cornu, care la rîndul lor suportă transgresiv Miocenul din Cuveta de Vărbilău—Trestioara. Rădăcina acestui petec de acoperire



indică o răsturnare a Pânzei de Homorîciu—Prăjani spre N. Nu avem nici un criteriu după care să judecăm faza de cutare în care s-a produs această răsturnare, dar după observațiile din profilele de la gura Văii Draja, s-ar părea că

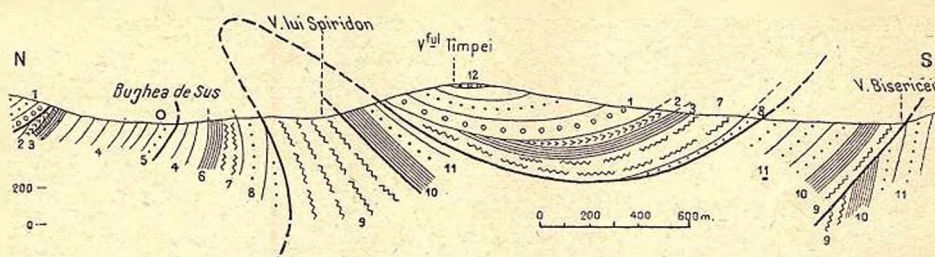


Fig. 14. — Secțiune la contactul dintre Pânza de Homorîciu—Prăjani și Pânza de Văleni—Buștenari, între Bughea de Sus și V. Bisericii.

1, Miocen transgresiv; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 4, Strate de Pucioasa; 5, Gresie de Fusaru; 6, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 7, Strate de Popu; 8, Gresie de Tarcău (Pânza de Homorîciu—Prăjani); 9, Eocen; 10, șisturi disodilice inferioare; 11, Gresie de Kliwa inferioară; (Pânza de Văleni—Buștenari); 12, terasă.

această tendință de răsfîrîngere spre N a Pânzei de Văleni—Buștenari peste Pânza de Homorîciu—Prăjani, ar fi un aspect al fazelor de cutare ulterioare fazei de cutare savică.

În V. Vărbilăului fruntea Pânzei de Homorîciu — Prăjani este mascată

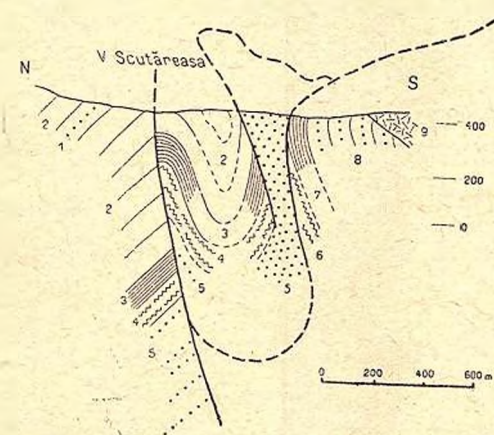


Fig. 15. — Secțiune pe V. Scutăreasa.

Pânza de Homorîciu—Prăjani: 1, Gresie de Fusaru; 2, Strate de Pucioasa; 3, șisturi disodilice inf.; 4, Strate de Popu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pânza de Văleni—Buștenari: 6, Eocen; 7, șisturi disodilice inf.; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, Miocen transgresiv.

de depozitele miocene. În V. Pietro-sul, M. G. FILIPESCU (31, pag. 36) consideră că faciesul median de Fusaru — Tarcău constituie aci un petec de acoperire peste Pânza marginală, de sub care iese un autohton strîns cutat, care ar aparține Aquitanianului. De fapt, acest autohton reprezintă întreg Oligocenul. El începe în bază cu șisturi disodilice inferioare, care se sprijină pe Strate de Popu și Gresie de Tarcău. Peste disodile stau Strate de Pucioasa, cu Gresii de Fusaru, Strate de Izvoarele, șisturi disodilice superioare și, în fine, Oligocenul cu gipsuri (Stratele de Cornu), care suportă transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Draja (fig. 2). Acest Oligocen formează un

flanc normal de sinclinal, ce aparține Pânzei de Homorîciu—Prăjani. La S, peste Gresia de Tarcău stau depozitele miocene ale Cuvetei de Vărbilău —

Trestioara, care maschează cu desăvîrșire raporturile dintre cele două unități tectonice.

Fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani este iarăși bine vizibilă la Cosminele—

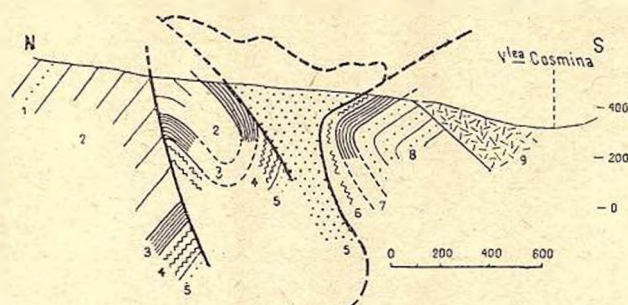


Fig. 16. — Secțiune la contactul dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani și Pînza de Văleni—Buștenari, pe islazul Cosmina (Est Cosminele).

Pînza de Homorîciu—Prăjani: 1, Gresie de Fusaru; 2, Strate de Pucioasa; 3, șisturi disodilice inf.; 4, Strate de Plopu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pînza de Văleni—Buștenari: 6, Eocen; 7, șisturi disodilice inf.; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, Miocen transgresiv.

Podul Ursului. În regiunea Podul Ursului, pe V. Mănăului, M. G. FILIPESCU (31, fig. 11) figurează depozitele Pintenului de Văleni, ce suportă sinclinale normale de Oligocen și Miocen, sprjinindu-se pe un autohton reprezentat

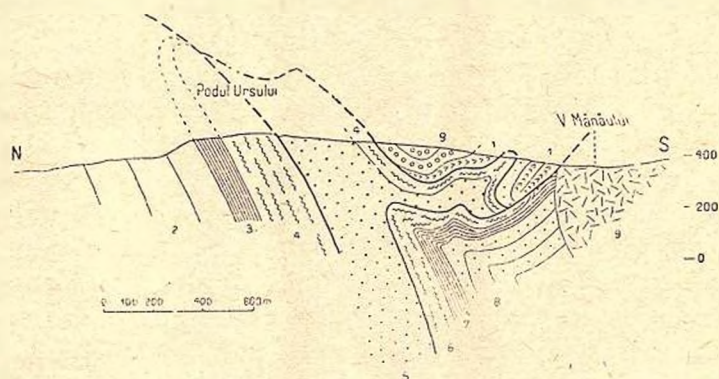


Fig. 17. — Secțiune la contactul dintre Pînza de Homorîciu—Prăjani și Pînza de Văleni—Buștenari, între Podul Ursului și Valea Mănăului.

Pînza de Homorîciu—Prăjani: 1, Strate de Cornu; 2, Strate de Pucioasa; 3, șisturi disodilice infericare; 4, Strate de Plopu (Eocen); 5, Gresie de Tarcău (Eocen). Pînza de Văleni—Buștenari: 6, Eocen; 7, șisturi disodilice infericare; 8, Gresie de Kliwa inferioară; 9, Miocen transgresiv.

prin depozite oligocen-superior - aquitaniene. Din acest fapt dînsul trage concluzia că Pintenul de Văleni este șariat peste Aquitaniianul cu sare.



Regiunea Văii Mănăului, fiind situată în fruntea Pinzei de Homorîciu—Prăjani, este foarte complicată. Pentru a reprezenta cît mai bine posibil stilul tectonic al acestei regiuni, dau aci cîteva profile, începînd de la W spre E, considerînd ca prim profil din această serie, profilul unei sonde de la Cosmina (fig. 15).

Interpretarea profilului acestei sonde, prin măsurile de înclinare a stratelor și prin interpretarea seriilor stratigrafice, ne arată că, după ce a străbătut Oligocenul intern de tip Pucioasa și Stratele de Plopu, la 700 m a intrat în Gresia de Tarcău, în care a rămas pînă la adîncimea finală de 1300 m.

Un km mai la W (fig. 16) se constată că încălecarea Pinzei de Homorîciu — Prăjani peste Pinza de Văleni—Buștenari, numai schițată în primul profil, se accentuează și, pe măsură ce înaintăm spre E, ea devine tot mai evidentă (fig. 17) și va culmina în încălecarea din V. Bughea (fig. 14). Acest petec de acoperire suportă sinclinale înguste de Oligocen, reprezentate prin Strate de Cornu (gipsuri, conglomerate, gresii cu Operculine), Strate de Izvoarele (marne, gresii cu hieroglife) și chiar Strate de Pucioasa. Urmărind pretutindeni hieroglifile, atît în Eocen cît și în Oligocen, hieroglife care, am arătat, se găsesc numai pe partea inferioară a stratelor, am putut constata că toate aceste formațiuni, puternic deranjate, stau peste Eocen. Eocenul brecifiat, semnalat de M. G. FILIPESCU pe V. Rîpei, constituie, după noi, brecea de tip Cosmina, așa cum a arătat GR. POPESCU (87) în lucrarea sa asupra brecei sării.

b) TECTONICA PÎNZEI DE HOMORÎCIU—PRĂJANI

Pinza de Homorîciu—Prăjani străbate neîntrerupt tot cuprinsul regiunii noastre, în partea ei nordică, între V. Drajna și Melicești.

În V. Drajna, Pinza de Homorîciu—Prăjani formează o boltă anticlinală (fig. 3), cu flancul sudic normal reprezentat prin toată seria paleogenă, începînd cu Gresia de Tarcău și terminînd cu orizontul Stratelor de Cornu, peste care stau transgresiv depozitele miocene ale Cuvetei de Drajna. Flancul nordic al anticlinalului este afectat de o puternică linie de falie, după care o mare parte din strate sînt laminate, astfel că din toată seria paleogenă nu apare decît jumătatea ei superioară, peste care apoi se sprijină transgresiv Cuveta de Slănic (fig. 3).

Cu aceleași caractere acest anticlinal se continuă spre W, în V. Teleajenului, la Homorîciu (fig. 4), unde, în flancul nordic, se poate vedea cum depozitele Cuvetei de Slănic înaintează și acoperă transgresiv Stratele de Cornu și sisturile disodilice superioare, ajungînd pînă peste Stratele de Izvoarele. De aci spre W, pe măsură ce anticlinalul se scufundă, depozitele miocene ale Cuvetei de Slănic înaintează continuu spre S, astfel că la S de V. Fața Bordeului ele depășesc flancul nordic și ajung peste flancul sudic al anticlinalului (fig. 18), care nu mai este reprezentat decît printr-o fișie foarte subțire de strate, ce se continuă spre W pînă în V. Prăjanilor, unde anticlinalul apare din nou la zi,



reprezentat de această dată, în ambele flancuri, numai prin orizonturile superioare ale Oligocenului.

Axul anticlinalului corespunde aci cu o puternică linie de falie. La N el suportă Cuveta de Slănic, iar la S Cuveta de Drajna (fig. 18, 19). La nivelul Văii

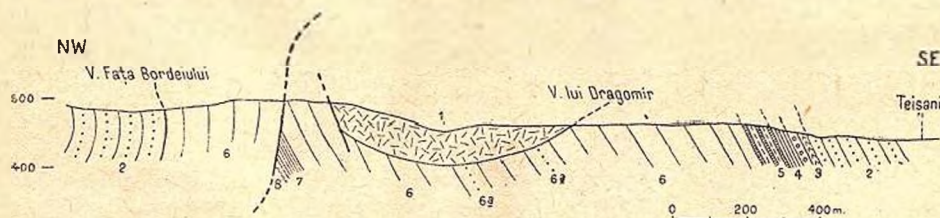


Fig. 18. — Secțiuni prin Pinza de Homorâciu—Prăjani, între V. Fața Bordeului și Teisani.

1, Miocen superior cu breccie; 2, Miocen inferior; 3, Orizontul gipsurilor inferioare; 4, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 5, Strate de Izvoarele; 6, Strate de Pucioasa; 6a, Gresie de Fusaru; 7, Orizontul șisturilor disodilice inferioare; 8, Eocen.

Slănicului anticlinalul este rupt transversal de o puternică linie de falie și deplasat spre S. De aci flancul nordic se continuă spre W, peste V. Vărbilăului, pînă la fundul Văii Cosmina, unde dispăre, în parte, sub cuveta mio-pliocenă de la Melicești.

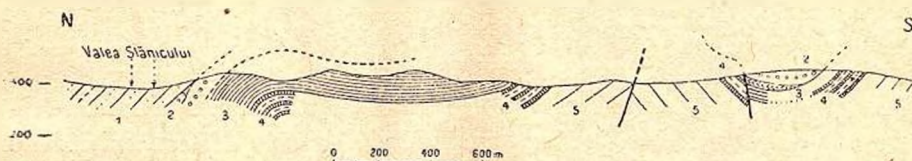


Fig. 19. — Secțiune în malul drept al Văii Slănicului, între Prăjani și Vărbilău.

1, Miocen; 2, Orizontul gipsurilor inferioare; 3, Orizontul șisturilor disodilice superioare; 4, Strate de Izvoarele; 5, Strate de Pucioasa.

La N de acest anticlinal se schițează, începînd din regiunea Prăjani (malul drept al Văii Slănicului), un anticlinal secundar, evidențiat foarte bine în șisturile disodilice superioare și în orizontul gipsurilor inferioare (fig. 19), care se poate urmări, cu dezvoltare din ce în ce mai redusă, pînă la fundul Văii Cosmina.

La S, am văzut că bolta anticlinală de Drajna—Homorâciu suportă Cuveta de Drajna. În flancul sudic al acestei cuvete, care între V. Bughea și V. Teleajenului, după cum am arătat, înaintază pînă peste Pinza de Văleni—Buștenari, Oligocenul, reprezentat prin Stratele de Cornu, apare la zi de-a lungul liniei de contact dintre cei doi pinteni, în V. Teleajenului și V. Drajna (fig. 13, A și C), iar la N într-un anticlinal secundar, cu flancul sudic rupt, bine vizibil în V. Parașca la S de Olteni (fig. 20).

Acest anticlinal se efilează spre S de-a lungul faliei din flancul sudic și dispăre în V. Teleajenului (fig. 13, B).

La W de V. Parasca anticlinalul se continuă pînă în V. Bughea, unde-și pierde caracterul de cută propriu zisă, resorbindu-se în flancul normal al Oligocenului, pe care se sprijină Cuveta de Drajna. În această poziție Oligocenul se continuă pînă în V. Slănicului, unde Cuveta de Drajna se ridică definitiv la suprafață.

Prins între bolta anticlinală de Drajna—Homorîciu, cu falia ei puternică din ax, și linia de contact dintre cele două unități tectonice, sinclinalul oligocen,

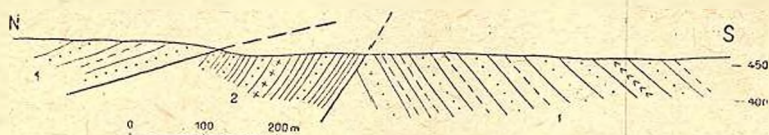


Fig. 20. — Profil pe V. Parasca, la Olteni.

1, Miocen; 2, Strate de Cornu.

care suportă Cuveta de Drajna, își pierde orizonturile superioare din ambele flancuri, se răstoarnă spre N, se îngustează din ce în ce mai mult și se ridică continuu, pînă în V. Cosminei, unde dispare definitiv (fig. 15 și 16).

c) RAPORTURILE DINTRE PÎNZA DE HOMORÎCIU—PRĂJANI ȘI CUVETELE MIOCENE SUPRAPUSE

Pînza de Homorîciu—Prăjani suportă Cuveta de Slănic, Cuveta de Drajna, precum și flancul nordic al Cuvetei de Melicești. Raporturile între aceste cuvete și pînza propriu zisă sînt în majoritatea cazurilor normale. Peste Stratele de Cornu ale Oligocenului se aștern transgresiv depozitele Miocenului inferior, reprezentate prin conglomerate și gresii (fig. 6, 10, 11). Miocenul superior, reprezentat prin brecii, vine în contact transgresiv cu oricare dintre orizonturile Paleogenului (Valea Rea, la Teișani, V. Bughea, fundul Văii Cosmina).

Încălecări ale pînzei peste cuvete se pot observa foarte rar (fig. 13, B) și aceste încălecări se fac fără ca vreun termen al Miocenului să fie laminat.

Tot așa de rar se observă și contacte faliat și atunci sînt de mică însemnătate. Mai important este contactul din flancul nordic al Cuvetei de Drajna, unde Miocenul ia contact cu Paleogenul Pînzei de Homorîciu—Prăjani, de-a lungul unei falii longitudinale (fig. 20), ce se poate urmări din V. Slănicului spre N, pînă în V. Bughea. Această linie este de vîrstă premeoțiană, de oarece peste ea se aștern transgresiv depozitele Pliocenului din Plaiul Prăjanilor.

d) CONCLUZII

Rezumînd aceste date constatăm că Pînza de Homorîciu—Prăjani se comportă ca o mare depresiune, boltită la mijloc, constituind de o parte și de alta a bolții, două depresiuni mai mici, care sunt respectiv Cuvetele de Drajna și de Slănic. Această boltire este de vîrstă premeoțiană și accentuată numai în faza



de cutare valahică, pentru că Meoșianul, care pătrunde pînă peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, este puțin cutat în comparație cu Paleogenul și Miocenul.

Celelalte cute, în general de mică importanță, fie că sînt sau nu faliate, normale sau răsturnate spre N, nu schimbă cu nimic caracterul general al acestei forme tectonice majore. Sinclinalul ce suportă Cuveta de Draja se ridică, începînd din regiunea Văii Cosmina, astfel că de aci spre W, Pînza de Homorîciu—Prăjani are net aspectul unui sinclinal normal ce suportă Cuveta de Slănic.

Contactele dintre depozitele paleogene și cuvetele miocene sînt, în majoritatea cazurilor, normale.

2. PÎNZA DE VĂLENI—BUȘTENARI

a) FRUNTEA PÎNZEI DE VĂLENI—BUȘTENARI

Asupra frunții propriu zise a acestei pînze nu putem spune nimic deoarece este acoperită transgresiv de depozitele neogene. Pînza a fost însă evidențiată în mod sigur sub aceste depozite, la Mislea—Runcu, prin lucrări de explorare. În această regiune, sub depozitele meoșiene, s-a găsit un Oligocen, constituit din Gresie de Kliwa, disodile și strate de tip Pucioasa, la fel cu depozitele oligocene din Pînza de Văleni—Buștenari.

Prezența Oligocenului sub depozitele neogene ne este cunoscută și la Țîntea (3), dar nu putem preciza dacă acest Oligocen aparține Pînzei de Văleni—Buștenari, sau nu. ION ATANASIU, bazat pe prezența gresiilor foarte bogate în glauconit, înclină să-l apropie mai mult de orizontul Stratelor de Cornu, din Pînza de Homorîciu—Prăjani. Faptul acesta apare mai ales justificat prin aceea că în aceste gresii, dînsul citează porfire roșii, abundente în orizontul menționat mai sus și necunoscute, cel puțin pînă acum, în Pînza de Văleni—Buștenari.

În acest caz am putea presupune, fie că acest Oligocen reprezintă un petec de acoperire al Pînzei de Homorîciu—Prăjani, ceea ce este mai puțin probabil, dar nu cu desăvîrșire exclus, fie că ar reprezenta un facies lateral și mai extern al Oligocenului superior din Pînza de Văleni—Buștenari, fie că ar reprezenta o unitate mai exterioară. În ambele din urmă cazuri ar trebui să presupunem însă că acest Oligocen constituia o lagună separată de restul Oligocenului din Pînza de Văleni—Buștenari și că avea legături directe cu Oligocenul superior din Pînza de Homorîciu—Prăjani.

În ceea ce privește klippele paleogene din spatele masivelor de sare, de la S de Pîntenul de Văleni, citate de D. M. PREDA, de H. GROZESCU și de VOITEȘTI (38), M. G. FILIPESCU (33) le consideră ca reprezentînd continuarea Pînzei marginale, respectiv mediane, sub depozitele neogene. În timpul cutărilor valahice, spune dînsul, sarea a străbătut depozitele paleogene ale acestei pînze, aducînd la suprafață klippele menționate.



Lucrările recente ale lui GR. POPESCU și FL. OLTEANU (87, 76) au arătat că aceste șisturi disodilice, așa numitele « Strate cu Radiolari » (de remarcat că în Oligocen Radiolarii sunt aproape inexistenți), aparțin Miocenului, astfel că, fără a încerca să contest existența depozitelor paleogene sub Neogenul din această regiune, trebuie să remarc că totuși, până acum, existența lor, în afară de ivirile de la Țintea și de sondajele de la Runcu—Mislea, nu a mai fost evidențiată prin nimic.

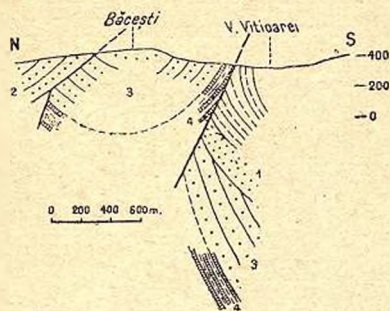


Fig. 21. — Raporturile dintre Pînză de Văleni—Buștenari și Pliocen, la Copăceni.

1, Pliocen; 2, Miocen; 3, Gresie de Kliwa superioară; 4, Strate de Izvoarele.

raporturi marcate în general printr-o încălecare, variabilă ca intensitate, a depozitelor paleogene aparținând acestei pînze, peste depozitele Neogenului, încălecare desăvîrșită în faza de cutare valahică.

Între Opăriți și V. Vărbilăului se constată că Paleogenul încălecă net peste depozitele neogene. La E de Copăceni, peste flancul sudic al Pîntenului de Văleni, invadează transgresiv Miocenul, constituind Cuveta de Vitioara—Predeal. În flancul sudic al cuvetei, Oligocenul străpunge la zi de-a lungul unei puternice linii de dislocație, laminînd parte din stratele de la sudul ei. Faptul acesta se vede bine într-un profil la Opăriți. Aci se constată, la partea superioară a Oligocenului (fig. 9), prezența unui masiv de sare, pe care se sprijină orizontul roșu al Miocenului. La S acest masiv încălecă peste orizontul cenușiu cu gipsuri.

Intr-un profil la Copăceni (fig. 21), se constată că la S de linia de încălecare a Paleogenului peste Pliocen, sub Meoțian apare un alt solz de Paleogen, căzut în adîncime, fapt care pare a confirma părerea lui D. M. PREDA (89), că marginea de S a Pîntenului de Văleni (respectiv a Pînzei de Văleni—Buștenari) constă

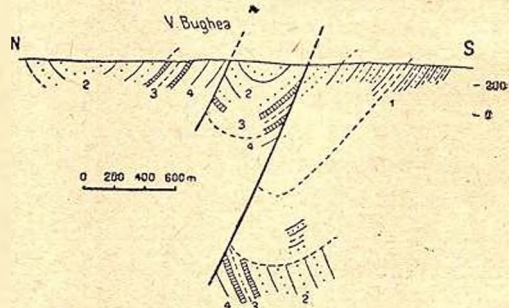


Fig. 22. — Raporturile dintre Pînză de Văleni—Buștenari și Pliocen, în V. Bughea.

1, Pliocen; 2, Gresie de Kliwa; 3, Strate de Izvoarele; 4, Strate de Podul Morii.

din mai mulți solzi aplecați spre S, ce coboară în trepte sub cîmpie, prinzînd adesea între ei cuvete de depozite mai noi. Același solz a fost constatat la Copăceni, pe Valea Teleajenului și în Valea Bughea (fig. 22).

La Poiana Vărbilău, în V. Bisericii (fig. 23), Paleogenul încălecă peste Miocen, ceea ce arată că mergînd de la E spre W, încălecarea depozitelor paleogene peste cele neogene este din ce în ce mai redusă, termenii inferiori ieșind treptat de sub linia de încălecare.

La W de Vărbilău, depozitele Cuvetei de Trestioara—Vărbilău invadează peste Pinza de Văleni—Buștenari, ajungînd la N pînă la contactul cu Pinza de Homorîciu—Prăjani, acoperind complet depozitele paleogene, ce reapar de sub cuveta în V. Cosminei, pentru a constitui klippele paleogene din Vf. Rotundu de la Buștenari.

V. Vărbilăului pare a corespunde cu o puternică dislocație transversală, la W de care depozitele Paleogenului cad brusc în adîncime. Această falie afectează depozitele sarmațiene și meoțiene, astfel că ea este probabil de vîrstă valahică.

La Buștenari—Cosminele, în regiunea de la S de Plaiul Rotundu, Oligocenul încălecă peste depozitele Miocenului inferior, fără ca vreun termen al uneia sau alteia dintre formațiuni să fie laminat.

La Buștenari, peste Oligocen și Miocen invadează Meoțianul, prins și răsturnat spre S în faza de cutare valahică (fig. 24). Spre W Oligocenul dispare de-a lungul acestei falii. La N de ea stau depozitele sarmațiene din Cuveta de Melicești, iar la S Meoțianul, căzînd normal spre S. De-a lungul acestei linii apar masivele de sare de la Telega. Aci Meoțianul este transgresiv și discordant peste Miocen și Oligocen.

Rezumînd aceste date, constatăm evident că Paleogenul din Pinza de Văleni—Buștenari formează solzi care încălecă în general peste depozitele neogene din S, sub care el se continuă cel puțin pînă în regiunea Runcu—Mislea. În general, se observă că încălecarea solzilor este puternică în E (Copăceni) și scade pe măsură ce înaintăm spre W, pentru a deveni nulă la Telega.

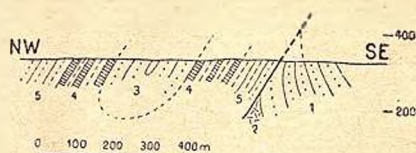


Fig. 23. — Raporturile dintre Pinza de Văleni—Buștenari și Mio-Pliocen, în V. Bisericii, la Poiana Vărbilău.

1, Mio-Pliocen; 2, Miocen cu sare; 3, Gresie de Kliwa; 4, Strate de Izvoarele, 5, Strate de Podul Morii.

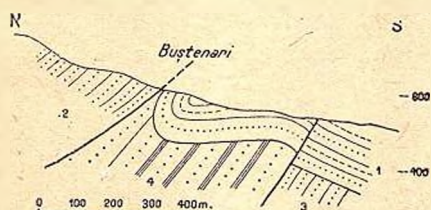


Fig. 24. — Secțiune geologică în Pinza de Văleni, la Buștenari.

1, Pliocen; 2, Miocen superior; 3, Miocen inferior; 4, Gresie de Kliwa superioară.

Cuvetele de Vitioara—Predeal și Vărbilău—Trestioara invadează din S peste Pinza de Văleni—Buștenari, ajungând pînă peste Pinza de Homorîciu—Prăjani.

M. G. FILIPESCU crede că Pinza marginală sau Pînza mediană, adică Pînza noastră de Văleni—Buștenari, ar fi șariată peste Aquitanianul cu sare și în sprijinul acestei păreri dînsul aduce, ca argumente, manifestările de sare de sub depozitele Pleogenului, care apar pe V. Parasca, V. Bughîșoara, V. Bisericii, V. Vărbilăului, Vf. Măgura (31, pag. 60), precum și cele de Vîlcănești, Cosminele, Podul Ursului, Buștenari.

Recent, GR. POPESCU (87) a arătat că aceste brezii, constituite aproape exclusiv din material paleogen (și în special eocen), aparțin Miocenului superior, în speță Tortonianului, și sunt suportate de depozitele Miocenului inferior, astfel că nu au nici o legătură cu Paleogenul.

Este foarte probabil că GR. POPESCU va reveni asupra acestei probleme cu date încă mai complete, dar chiar admitînd că aceste depozite ar aparține formațiunii cu sare a Oligocenului, va trebui să constatăm un fapt, care nu poate fi trecut cu vederea. Anume, că aceste brezii sunt constituite dintr-un material care aparține Eocenului într-o proporție de 80%. Acceptînd ipoteza unei structuri în pînze de șariaj, așa cum o întrevede M. G. FILIPESCU, va trebui implicit să admitem că Autohtonul se găsește sub un Eocen, care are minimum 500 m grosime și care suportă un pachet de strate oligocene de aproximativ 1500 m grosime. În timpul cutărilor postpliocene, prin fenomenele de diapirism, sarea ar fi fost obligată să străpungă, fără nici o urmă de îndoială, 2000 m grosime de strate paleogene, din care cca 75% oligocene, și totuși să nu scoată în breția ei material oligocen decît într-o proporție de maximum 20 %.

La această grosime de strate trebuie să mai adăugăm încă aproximativ 2000 m de depozite mio-pliocene, a căror străpungere nu poate fi explicată prin concepția așa de sugestivă a Prof. G. MACOVEI (43), pentru motivul că în cazul nostru, în timpul depunerii acestor formațiuni, pînzele Flișului erau deja formate, iar sarea prinsă sub Pintenul de Văleni, respectiv Pînza de Văleni—Buștenari. Lăsînd la o parte faptul că străpungerea unei stive de strate de 4000 m grosime este discutabilă, așa cum o arată și Prof. G. MACOVEI (43), nu ne putem explica în nici un fel care au fost cauzele care au făcut ca această sare să nu aducă la suprafață decît aproape numai Eocen, în timp ce normal era să scoată mai mult Pliocen, acesta fiind termenul cel mai superior, sau numai Miocen, în cazul cînd Pliocenul lipsește.

Din aceste motive credem că sarea din localitățile citate de M. G. FILIPESCU, nu aparține Autohtonului Pînzei de Văleni—Buștenari și nici orizontului cu sare al acestei pînze, deoarece în acest caz prezența elementelor de Fliș eocen în cantitate așa de mare ne apare tot inexplicabilă, dacă ne gîndim că între această sare și Eocen se interpun peste 1500 m grosime depozite oligocene.



Tot în sprijinul ipotezei unui șariaj al Pînzei de Văleni—Buștenari peste un Autohton cu sare, M. G. FILIPESCU (31, pag. 60) citează prezența sub strate paleogene vechi, a gipsurilor din V. Teleajenului, de la S de Frîngești (malul stîng al văii), care ar apare, după dînsul, într-un anticlinal de diatomite și Gresie de Kliwa.

Problema acestor gipsuri de mult semnalate, a fost viu discutată, din cauza modului lor de apariție. În adevăr, la prima vedere, ele par că stau în anticlinal, sub diatomite și Gresie de Kliwa, astfel că nu este de mirare că în majoritatea cazurilor au fost considerate ca Autohtonul Pintenului de Văleni.

Primul care le-a considerat ca fiind în sinclinal a fost D. M. PREDA (90), dar dînsul le clasa în Miocen. În cursul anului 1944 (78) le-am atribuit, ca și M. G. FILIPESCU, Oligocenului, arătînd însă că stau în sinclinal și nu în anticlinal.

Am urmărit aceste gipsuri pînă sub creasta care separă V. Teleajenului de V. Gardurilor, dar nicăieri nu am găsit un profil, unde poziția lor să apară nediscutabilă. În V. Teleajenului se constată că Gresia de Kliwa se sprijină spre S pe Strate de Izvoarele (fig. 25), iar spre N suportă aceleași strate, astfel că ea constituie neîndoios un sinclinal cu flancul de N răsturnat spre S. Peste gipsuri stă un banc de Gresie de Kliwa de cca 2 m grosime. Deasupra lui, la S, pe o distanță de aproximativ 100 m, nu se mai poate vedea nimic, după care apare iarăși Gresie de Kliwa, căzînd tot spre N, ca și gresia de la N de gipsuri. Între această gresie masivă și gipsuri se interpune o vale, care urcă pînă la creastă. În fața acestei văi s-a creat o nouă exploatare de nisip. Pentru a se mări platforma de depozitare s-a săpat din mal. Cu această ocazie am constatat că bancul de Gresie de Kliwa de peste gipsuri suportă o brechie destul de groasă (8 — 10 m) cu blocuri de gips prinse în ea, a cărei mișcare continuă din deal spre vale necesită permanente lucrări de întreținere a platformei. Această brechie ține de orizontul cu gipsuri, astfel că apariția bancului de Gresie de Kliwa dintre ea și gipsuri pare bizară. Urmărind această gresie spre creastă, se constată că ea dispare repede într-o mică șea, în care apar fragmente de gipsuri, ce apoi se pot urmări continuu pînă sub creastă, fără ca la S de ele să mai apară Gresie de Kliwa. Faptul acesta mă face să cred că această gresie este căzută din deal, iar în cădere a alunecat împreună cu gipsurile, rupîndu-le și inversîndu-le sensul înclinării, astfel că ele par a ieși de sub Gresia de Kliwa. În realitate stau deasupra într-un sinclinal culcat spre S, iar acest mod de a vedea

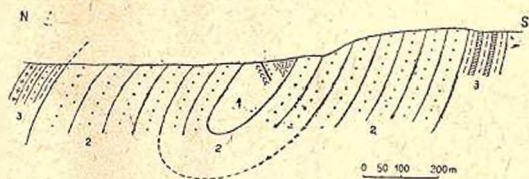


Fig. 25. — Profil în malul stîng al Teleajenului, la S de Frîngești.

1, Orizontul Gipsurilor superioare; 2, Orizontul Gresiei de Kliwa superioară; 3, Orizontul Stratelor de Izvoarele.

corespunde cu toate datele de teren, ce rezultă din poziția stratigrafică a Gresiilor de Kliwa față de Stratele de Izvoarele (fig. 26).

Rezumînd această expunere trebuie să constatăm că nici unul din argumentele aduse de Prof. FILIPESCU nu este concludent pentru un șariaj al Pînzei de

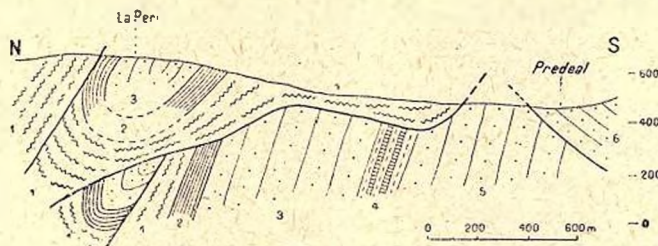


Fig. 26. — Secțiune prin Pînza de Văleni—Buștenari, între Vf. La Peri și Predeal.

1, Eocen; 2, șisturi disodilice inferioare; 3, Gresie de Kliwa și Strate de Podul Morii; 4, Strate de Izvoarele; 5, Gresie de Kliwa superioară; 6, Miocen transgresiv.

Văleni—Buștenari peste un Autohton cu sare. Chiar dacă acest șariaj ar exista în realitate, nici o dată de teren nu-l confirmă, astfel că pentru noi problema rămîne încă deschisă.

b) TECTONICA PÎNZEI DE VĂLENI—BUȘTENARI

Pînza de Văleni—Buștenari se detașează din zona Flișului la E de V. Buzăului, pătrunde oblic în Subcarpați și, după ce taie V. Teleajenului la Vălenii de Munte, ajunge la Poiana Vărbilău, în V. Vărbilăului, unde se ascunde sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care reapare la Cosminele—Buștenari, constituind klippele paleogene din această regiune.

Tectonica Pînzei de Văleni—Buștenari este mai complicată decît cea a Pînzei de Homorîciu—Prăjani. În ansamblu se pot distinge în această unitate două digitații:

Digitația de Arsenesele, la interior, caracterizată prin prezența unui Oligocen, din care lipsește Gresia de Kliwa superioară și orizonturile de deasupra ei;

Digitația de Bughea, la exterior, caracterizată prin prezența unui Oligocen, în care Gresia de Kliwa superioară este foarte bine dezvoltată.

Între aceste două digitații, fiecare la rîndul ei recutată în cîte secundare, există raporturi de încălecare de la N spre S, Digitația de Arsenesele încălecînd, în mod vizibil, peste Digitația de Bughea (fig. 26).

Digitația de Arsenesele constituie înălțimile care domină versantul de E al Văii Teleajenului, între V. Rea la S și V. Drajna la N. Spre W ea se continuă pînă la V. Vărbilăului, unde se afundă sub Cuveta de Trestioara—Vărbilău, de sub care reapare la Cosmina.



În această digitație se pot distinge trei solzi:

Solzul nordic (Solzul de Drajna), care se poate urmări din marginea de E a regiunii noastre, de pe malul stîng al Văii Drajna, de la Pițigoiul, pînă în V. Teleajenului, unde se afundă sub Cuveta de Drajna, de sub care nu mai iese decît în P. Bughișoara și în P. Tecii, unde se ridică complet. Pînă în V. Teleajenului el este răsturnat spre N, astfel că încalecă peste Pinza de Homorîciu—Prăjani. În P. Tecii, ca și în P. Bughișoara, acolo unde se ridică, apare ca un sinclinal normal.

Solzul median (Solzul de Arsenesele), care se urmărește din marginea de E a regiunii noastre, pe la S de Plaiul Arseneselor, S de Vf. La Peri, pînă în V. Teleajenului, la N de confluența cu V. Rea, iar de aci, pe la N de Vălenii de Munte, pînă în V. Bughea, unde ia o mare dezvoltare și dispare apoi în V. Vărbilăului. Este strîns cutat și răsturnat spre S (fig. 26) pînă în P. Tecii; de aci spre W se lărgeste, capătă aspectul unui sinclinal normal, dezvoltîndu-se din ce în ce mai mult, astfel că între V. Bughea și V. Vărbilăului susține petecul de acoperire al Pînzei de Homorîciu—Prajani de la Bughile de Sus (fig. 15). În V. Vărbilăului el se afundă brusc de-a lungul dislocației transversale a Vărbilăului.

Solzul sudic (Solzul de V. Bisericii), bine dezvoltat la exteriorul solzului median între V. Vărbilăului și V. Teleajenului. Începînd de aci spre E asistăm la o puternică înaintare a solzului median, care depășește solzul extern și ajunge pînă peste Digitația de Bughea (fig. 26). Solzul extern nu mai apare de sub această încălecare decît la W de V. Turburea, de unde apoi se poate urmări pînă în creasta care separă V. Turburea de V. Zimbroya, unde dispare iarăși sub linia de încălecare. Spre W, în V. Vărbilăului, solzul acesta se afundă de-a lungul dislocației Vărbilăului, sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care apare din nou la Cosminele, iar la Poiana Trestiei se afundă sub Cuveta de Melicești.

Digitația de Bughea constituie înălțimile care domină malul stîng al Văii Teleajenului, între Vălenii de Munte și gura Vitioarei. Spre E ea se afundă sub Cuveta de Vitioara—Predeal, de sub care apare la zi în V. Turburea și în V. Zimbroya. La W ea trece Teleajenul și se continuă pînă în V. Vărbilăului. Prinsă între linia de contact dintre cele două digitații la N, și linia după care încalecă peste depozitele neogene la S, digitația de Bughea își laminează continuu marginea externă în special și dispare la Poiana Vărbilău, sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de sub care reappare la Cosminele—Buștenari.

În această digitație se pot deosebi două mari sinclinale, separate între ele printr-o linie de fractură:

Sinclinalul intern (Sinclinalul V. Gardurilor). În E este vizibil în V. Zimbroya, dar se scufundă repede sub Cuveta de Vitioara—Predeal, de sub care iese la V. Gardurilor, trece Teleajenul la S de Frângerști, iar de

aci, pe la S de Bughea de Jos, se continuă pînă în V. Bisericii, unde se afundă sub Cuveta de Vărbilău—Trestioara, de-a lungul dislocației Vărbilăului. De sub această cuveta reapare la Cosminele—Buștenari, constituind Vf. Rotundu și dispare la Buștenari, sub depozitele neogene ale Cuvetei de Melicești.

Sinclinalul extern (Sinclinalul Copăcenii) apare de sub Cuveta de Vitioara—Predeal, la Copăcenii, trece Teleajenul pe la N de gura Vitioarei și se continuă peste Vf. Gorganul, pînă în V. Bughea, unde dispare pe linia de încălecare a Digitației de Bughea, peste depozitele neogene. În V. Cosminei reapare ca o fișie îngustă, care apoi se lărgeste continuu pînă la Buștenari, unde constituie Oligocenul exploatat în acest șantier. Klippa de la Telega este probabil ultima apariție la zi a acestui sinclinal.

Cele două sinclinale sînt separate între ele printr-o zonă anticlinală, puternic faliată, de-a lungul căreia se laminează termenii inferiori ai ambelor sinclinale. Această cută faliată se poate urmări începînd din V. Gardurilor, de la Copăcenii, peste V. Teleajenului, pe la N de Vf. Gorganul, pînă aproape de Poiana Vărbilău, unde dispare pe linia ce mărginește la S Digitația de Bughea. La Cosminele—Buștenari ea are evident caracterul unei simple falii și apoi dispare sub cuveta miocenă de la Melicești.

c) RAPORTURILE DINTRE PÎNZA DE VĂLENI—BUȘTENARI ȘI CUVETELE MIOCENE SUPRAPUSE

Pînza de Vălenii—Buștenari suportă Cuveta de Vitioara—Predeal, capătul nordic al Cuvetei de Vărbilău—Trestioara, parte din Cuveta de Melicești și cuvetele de Miocen superior de la Cosmina. Ele stau discordant peste Paleogen și nu se poate vorbi nicăieri despre raporturi tectonice importante. Singura excepție este în V. Turburea, unde Miocenul ia contact cu Paleogenul pe o linie de fractură care însă se normalizează foarte repede.

Mai demnă de remarcat este existența puternicei fracturi transversale a Văii Vărbilăului, care afectează într-o largă măsură, atît depozitele Neogenului, cît și pe ale Paleogenului.

Această fractură provoacă o denivelare a celor două pînze, căci în timp ce în malul stîng al Văii Vărbilăului apar la zi depozitele paleogene, în malul drept, în fața lor, stau depozite sarmațiene și pliocene. Această fractură se continuă spre N în lungul Văii Vărbilăului pînă la Alunișul. Faptul că afectează și depozitele meoțiene ne face să credem că ea este de vîrstă recentă, dar nu avem nici un element după care să putem judeca dacă ea nu reprezintă cumva un ecou al unei linii tectonice mai vechi.

d) CONCLUZII

Rezumînd aceste date, putem conchide că, privită în ansamblu, Pînza de Vălenii—Buștenari reprezintă o zonă mare de cutare, compusă din mai



multe cute secundare, ce se grupează în două digitații, cu raporturi de șariaj între ele: Digitația de Arsenesele, la N și Digitația de Bughea la S.

Din V. Teleajenului spre E marginea internă a Digitației de Arsenesele este răsturnată spre N, astfel că în această porțiune Pinza de Văleni—Buștenari apare ca o mare cută în evantai. Această răsturnare prinde sub ea și depozite miocene, fapt ce ne face să credem că ea nu poate fi pusă în legătură cu faza de cutare savică, ci cu faze de cutare mai noi.

Cuvetele miocene stau transgresiv peste Paleogen și nu schimbă cu nimic aspectul general al acestei zone de cutare.

E) PARALELIZĂRI CU UNITĂȚILE TECTONICE DIN CARPAȚII ORIENTALI ȘI MERIDIONALI

Am întrebuințat pentru unitățile tectonice din cuprinsul regiunii noastre, denumiri locale, deoarece paralelizările ce s-ar putea face cu unitățile stabilite în W și în special cu cele stabilite în E, în Carpații Moldovei, sunt discutabile, cel puțin pentru moment, din cauza nepotrivirilor de facies.

Recent, ION ATANASIU (6), dezbătând problema unităților tectonice în funcție de variațiile transversale ale faciesurilor Paleogenului, stabilește în Carpații Moldovei, de la interior spre exterior, următoarele unități tectonice:

Pinza internă (figurată numai pe hartă);

Pinza Gresiei de Tarcău (în parte Pinza mediană a Prof. G. MACOVEI și D. M. PREDA), în care caracterul esențial este dat de prezența Gresiei masive de Tarcău în Eocen;

Pinza intermediară, Pinza de Tazlău (în parte Pinza mediană a Prof. G. MACOVEI și D. M. PREDA), a cărei caracteristică o constituie alternanța Gresiei de Tarcău cu Eocenul marginal;

Pinza marginală, în care Gresia de Tarcău lipsește cu desăvîrșire, Eocenul fiind constituit numai din argile verzi, în alternanță cu gresii cu hieroglife;

Pinza submarginală, al cărei caracter esențial este dat de prezența conglomeratelor verzi în Oligocen, ce se substituie Gresiei de Kliwa.

Bazat pe distribuția faciesurilor Oligocenului, dînsul separă în Pinza marginală două digitații, una marginală internă, cu Gresie de Lucăcești în baza Oligocenului și una marginală externă, în care Gresia de Lucăcești este substituită prin Stratele de Bisericiani.

Toate aceste unități sînt în raporturi de șariaj, pînzele mai interne încălecînd peste cele externe.

Mergînd de la N spre S asistăm la dispariția treptată a unităților externe. În regiunea Piatra Neamț dispăre Pinza submarginală, iar în V. Zăbalei dispăre Pinza marginală. Un rest din unitatea marginală se mai citează în V. Slănicului, a Lopătari, dar prezența lui este discutabilă.



În regiunea noastră și în W, cercetările lui MRAZEC și VOITEȘTI (59) au arătat, exceptînd pînzele vechi cretacice, mergînd de la N spre S, adică tot de la interior spre exterior, următoarele unități tectonice:

Pînza Gresiei de Siriu.

Pînza marnelor roșii senoniene, constituită din Senonian, Eocen de tip Șotriile și Oligocen.

Prof. G. MURGEANU (70) consideră aceste două pînze ca formînd o singură unitate tectonică, Pînza internă, în care separă Digația de Teșila (internă), corespunzînd cu Pînza Gresiei de Siriu a lui MRAZEC și VOITEȘTI, și Digația de Comarnic (externă), corespunzînd cu Pînza marnelor roșii senoniene.

Pînza Gresiei de Fusaru (admisă și de MEYER și de Prof. MURGEANU) constituită din Eocen de tip Fusaru, Strate de Pucioasa și disodile. M. G. FILIPESCU denumesc această unitate Pînza mediană și înglobează în ea și așa numita zonă de solzi, adică o parte a Digației de Comarnic a Prof. G. MURGEANU.

Pînza marginală, constituită din Senonian, Eocen marginal și Oligocen, cu disodile și Gresie de Kliwa. Recent, M. G. FILIPESCU înglobează și această pînză tot în Pînza mediană (32).

Demonstrînd (79) că Gresia de Fusaru aparține Oligocenului și că reprezintă o intercalație normală în faciesul de Pucioasa, bine dezvoltat în Pînza de Homorîciu—Prăjani, Pînza Gresiei de Fusaru nu reprezintă de fapt decît continuarea spre W a Pînzei de Homorîciu—Prăjani.

Am arătat că baza Pînzei de Homorîciu—Prăjani este constituită din Gresie masivă de Tarcău, astfel că după facies și după poziția stratigrafică a acestui facies, Pînza de Homorîciu—Prăjani nu ar reprezenta decît continuarea din Carpații Moldovei a Pînzei Gresiei de Tarcău, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (6).

Dacă privim acum aceeași problemă din punct de vedere al poziției tectonice a Pînzei de Homorîciu—Prăjani, constatăm că ea este foarte discutată în regiunea noastră, din cauza lipsei unor raporturi tectonice clare.

Am arătat că M. G. FILIPESCU consideră că Eocenul de tip Șotriile este distribuit atît în Pînza internă, cît și în Pînza mediană. În această Pînză mediană, în ultima concepție a lui M. G. FILIPESCU (32), intră toate cele trei faciesuri ale Eocenului din regiunea Văii Teleajenului și Văii Prahovei: Eocenul de Șotriile, Eocenul de tip Tarcău și Eocenul din Pintenul de Văleni. Aceasta pentru că, spune dînsul, între Siriul Mare și Vîrfurile Gîlma, în V. Buzăului, Eocenul de Șotriile, ce se sprijină concordant peste Senonian, suportă, tot concordant, gresii de tip Fusaru-Tarcău, care la rîndul lor, la Nehoiul, suportă Eocen de tipul celui din Pintenul de Văleni. După dînsul, cele trei faciesuri nu mai sînt faciesuri sincrone, ci depozite care se suprapun normal în seria stratigrafică.



Lucrînd mai la W, la Comarnic, în V. Prahovei, Prof. G. MURGEANU (70) ajunge la cu totul alte concluzii. Stabilind existența unei cordiliere antesenoniene (73) în așa zisul Geosinclinal al Flișului, dînsul admite că această cordilieră separă două avant-fose care, în urma cutărilor de la sfîrșitul Oligocenului, s-au individualizat în două unități tectonice, cea din urma cordiliei constituint Pinza internă a Flișului, cu Senonian roșu și Eocen de tip Șotriile, iar cea dinaintea cordiliei constituint Pinza Gresiei de Fusaru, cu Eocen de tip Fusaru și Strate de Pucioasa. După dînsul, această linie ar corespunde cu linia care, în V. Prahovei și la W de ea, mărginește la S Cuveta de Slănic.

Punctul acesta de vedere tinde, pe drept cuvînt, să considere faciesul de Șotriile al Eocenului ca aparținînd unei unități mai interne, în raporturi de șariaj cu o unitate mai externă, Pinza Gresiei de Fusaru, care, din punct de vedere al faciesului, corespunde cu Pinza de Homorîciu—Prăjani din regiunea noastră.

În Carpații Moldovei Pinza Gresiei de Tarcău este încălecată de Pinza internă, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (7), astfel că din punct de vedere al poziției tectonice, Pinza de Homorîciu—Prăjani, situîndu-se la exteriorul Pinzei interne, de care este încălecată, ar constitui un echivalent tectonic al Pinzei Gresiei de Tarcău din Carpații Moldovei și al Pinzei Gresiei de Fusaru din Carpații meridionali, aceasta din urmă nefiind de fapt decît continuarea Pinzei Gresiei de Tarcău din Moldova, pînă în V. Ialomiței.

Odată stabilită poziția tectonică și componenții stratigrafici ai Pinzei de Homorîciu—Prăjani, s-ar părea că Pinza de Văleni—Buștenari se încadrează de la sine în ansamblul stabilit în Carpații Moldovei de ION ATANASIU (6).

În realitate lucrurile nu par să fie tocmai așa. În Moldova, Pinza de Tazlău sau Pinza intermediară este caracterizată printr-o întrepătrundere a faciesului de Tarcău, intern, cu faciesul marginal, extern. În regiunea noastră, această întrepătrundere, acest facies de tranziție, n-a putut fi observat nicăieri, fapt care ne-a determinat, într-o mare măsură, să admitem existența unei structuri în pinze de șariaj, astfel că din punct de vedere al faciesului, Pinza de Văleni—Buștenari, deși situată la exteriorul Pinzei Gresiei de Tarcău, ca și Pinza de Tazlău, nu mai corespunde cu aceasta din urmă.

În regiunea noastră am admis existența unui facies de tranziție, prins sub Pinza de Homorîciu—Prăjani, facies care ar fi echivalentul Pinzei de Tazlău. În acest caz, Eocenul vizibil din Pinza de Văleni—Buștenari ne-ar apare ca un echivalent extern al acestui facies, adică ar corespunde cu un facies marginal aparținînd unei unități marginale. Cum în V. Buzăului, în prelungirea directă a Pinzei de Văleni—Buștenari, în baza Oligocenului este bine dezvoltată Gresia de Lucăcești, care ne arată un facies mai intern al Oligocenului din Pinza marginală, ar trebui să presupunem că Pinza de Văleni—Buștenari corespunde cu digitația marginală internă din Carpații Moldovei, așa cum a stabilit-o ION ATANASIU (6).



Unitatea marginală însă dispăre ca atare în V. Slănicului, la Lopătari, iar de aci spre S prezența ei nu a mai fost semnalată, astfel că acest punct de vedere nu poate fi menținut, cu atât mai mult cu cât Gresia de Lucăcești nu este strict caracteristică pentru Pînza marginală. Ea este bine dezvoltată atât în Pînza Gresiei de Tarcău cât și în Pînza de Tazlău.

Din aceste motive am spus la început că aceste paralelizări sînt încă discutabile. Ele vor fi posibile atunci cînd vom avea o imagine ideală a distribuției faciesurilor între V. Oituzului și V. Buzăului, așa cum au fost ele separate de ION ATANASIU (6) în Moldova, de N. GRIGORAȘ în V. Buzăului (36) și de noi în V. Teleajenului.

Pentru moment înclinăm să credem că, după poziția tectonică, Pînza de Văleni—Buștenari este, cel puțin în parte, echivalentul Pînzei de Tazlău din Carpații Moldovei, iar faciesul argilo-gresos al acestui Eocen ar reprezenta o variație longitudinală a părții frontale a faciesului Pînzei de Tazlău.

Astfel precizate, pînzele din regiunea noastră ar avea, spre E și spre W, următorii echivalenți tectonici:

Pentru Pînza de Homorîciu—Prăjani:

Pînza Gresiei de Fusaru (MRAZEC și VOITEȘTI, Prof. MURGEANU),

Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1934),

Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1936),

Pînza mediană (în parte) Prof. MACOVEI și PREDĂ,

Pînza Gresiei de Tarcău, ION ATANASIU 1943;

Pentru Pînza de Văleni—Buștenari:

Pînza marginală, MRAZEC și VOITEȘTI (1911),

Pînza marginală, M. G. FILIPESCU (1934),

Pînza mediană (în parte) M. G. FILIPESCU (1936),

Pînza intermediară (Pînza de Tazlău) (în parte) ION ATANASIU (1943).

IV. REZULTATE ȘI CONCLUZII

Numărul mare de lucrări prezentate asupra regiunii care a făcut obiectul studiului de față, ne impune să degajăm din cuprinsul lui, care este aportul propriu la clarificarea problemelor de stratigrafie și tectonică, interesînd regiunea.

O primă contribuție o constituie delimitarea precisă a celor două etaje ale Paleogenului, Eocenul și Oligocenul, net caracterizate în ambele pînze și foarte tranșant separate, spre deosebire de ultimele lucrări asupra regiunii, care admiteau existența unor orizonturi de trecere între cele două etaje, orizonturi reprezentate prin Stratele de Pucioasa în Pintenul de Homorîciu și prin Stratele de Podul Morii în Pintenul de Văleni.



În Eocen am separat un orizont inferior al Gresiei de Tarcău, în aceeași poziție stratigrafică și cu aceleași caractere petrografice ca și Gresia de Tarcău din Flișul Carpaților Moldovei (6, pag. 152). Odată cu aceasta am exclus denumirea de facies de Fusaru—Tarcău, întrebuițată de M. G. FILIPESCU, arătând prin comunicările anterioare, cât și prin lucrarea de față, că Gresia de Fusaru este de vîrstă oligocenă și în afară de caracterul petrografic nu are nimic comun cu Gresia de Tarcău. În același timp am precizat poziția argilelor roșii din depozitele Eocenului, atribuindu-le, pe considerente de ordin stratigrafic, părții superioare a Eocenului, paralelizîndu-le cu Stratele de Popu din Pînza Gresiei de Tarcău din Carpații Moldovei.

În Eocenul Pînzei de Văleni—Buștenari am separat, pentru prima dată, două orizonturi bine caracterizate, unul inferior, reprezentat prin argile verzi și gresii cu hieroglife, și altul superior, cu aceeași constituție lithologică, la care se adaugă prezența unor intercalații de strate de argile roșii. Acest din urmă orizont l-am paralelizat cu orizontul Stratelor de Popu din Eocenul Pînzei de Tazlău, din Flișul marginal al Carpaților moldovenești.

În Oligocen, remarcînd și admițînd ca juste deosebirile de facies dintre cei doi pîteni, constatate anterior de MRAZEC și TEISSEYRE, apoi de D. M. PREDA, și în urmă de M. G. FILIPESCU, am putut totuși aduce noi contribuții în orizontarea acestui etaj, separîndu-l în orizonturi, fie cu treceri gradate între ele, fie net distincte.

În general, am admis că Oligocenul din Pînza de Homorîciu—Prăjani este dezvoltat în facies occidental, reprezentat prin Stratele de Pucioasa, la care am adăugat pentru prima dată și faciesul Gresiei de Fusaru, în timp ce Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari este dezvoltat în facies oriental, în care am remarcat prezența unor intercalații de strate dezvoltate în facies occidental, datorită întrepătrunderii celor două faciesuri, ceea ce dă Oligocenului din această pînză un caracter de facies de tranziție axială, între faciesul curat occidental și un facies sudic, tipic oriental, inaccesibil aci observațiilor directe.

În Pînza de Homorîciu—Prăjani, prin comunicările anterioare (75, 78, 79), cât și prin lucrarea de față, am evidențiat existența, în baza Oligocenului, a unui orizont de șisturi disodilice inferioare, spre deosebire de lucrările lui M. G. FILIPESCU, care considerau aceste șisturi ca oligocen-medii-superioare (31). Aceste șisturi constituie suportul Stratelor de Pucioasa, pe care le-am atribuit exclusiv Oligocenului. Pentru considerente de ordin petrografic, denumirea de Strate de Pucioasa, întrebuițată de MRAZEC numai pentru orizontul cuprins între Gresia de Fusaru și șisturile disodilice superioare, am extins-o și la orizonturile mai inferioare ale Oligocenului, arătînd că Stratele de Pucioasa pot avea nu numai un conținut stratigrafic, dar și unul petrografic, caracterizînd un facies de dezvoltare al Oligocenului.

De comun acord cu D. M. PREDA (89), am considerat că Gresia de Fusaru, din cuprinsul regiunii, aparține Oligocenului, dar nu am paralelizat-o cu Stratele

de Bisericani, cum făcea dînsul, deoarece are o poziție superioară acestor strate, dezvoltarea ei fiind strict legată de partea mijlocie a Oligocenului, constituind în parte, corespondentul stratigrafic al Stratelor de Podul Morii din Pînza de Văleni—Buștenari și al Gresiei de Kliwa inferioară din V. Buzăului, în prelungirea aceleiași unități. Odată cu aceasta am arătat pentru prima dată, că în Paleogenul din cuprinsul regiunii și din regiunile învecinate, există două gresii, masive, greșit echivalate în timp de VOITEȘTI și MRAZEC, iar în urmă de M. G. FILIPESCU, Gresia de Tarcău, eocenă, și Gresia de Fusaru, oligocenă.

În Pînza de Homorîciu—Prăjani am separat pentru prima dată, la partea superioară a Stratelor de Pucioasa, un orizont marno-gresos, prezentînd asemănări de facies cu Eocenul, pe care l-am denumit « Strate de Izvoarele » și a cărui prezență am putut s-o pun în evidență și în Pînza de Văleni—Buștenari.

În ceea ce privește Stratele de Cornu, analizînd argumentele de natură paleontologică aduse de M. G. FILIPESCU în sprijinul vîrstei lor aquitaniene și aducînd alte noi date de orizontare paleontologică, am emis părerea că acest orizont ar putea să aparțină mai degrabă Chattianului.

În Oligocenul din Pînza de Văleni—Buștenari am stabilit, bazat și pe cercetările lui N. GRIGORAȘ în V. Buzăului, existența a două orizonturi de Gresie de Kliwa, unul inferior și altul superior, separate în regiunea noastră prin Orizontul Stratelor de Podul Morii. Precizînd poziția acestor din urmă strate, am arătat că ele reprezintă un facies cu totul special, rezultat din întrepătrunderea transversală a faciesului de Pucioasa cu faciesul sudic al Gresiei de Kliwa.

Pentru a preciza și evita confuziile rezultate dintr-o necunoaștere a stratigrafiei regiunii, nivelul superior al Stratelor de Podul Morii, cu aspect foarte caracteristic, datorit recurențelor de facies flișoid și intercalațiilor de cinerite, le-am denumit Strate de Izvoarele, din cauza asemănărilor pe care le prezintă cu Stratele de Izvoarele din Pînza de Homorîciu—Prăjani, denumire cu conținut stratigrafic și petrografic bine definit.

În cadrul de orizontare a Oligocenului am precizat poziția unor șisturi disodilice, cu intercalații rare de menilite și de marne albe bituminoase, în baza Oligocenului din regiune, precum și prezența în acoperișul Gresiei de Kliwa superioară a unor gaize-diatomite, reprezentînd echivalentul stratigrafic al menilitelor superioare din V. Buzăului și Carpații Moldovei.

Gipsurile din V. Teleajenului, considerate cînd miocene în sinclinal (90), cînd aquitaniene în fereastră anticlinală sub Pintenul de Văleni (31), le-am atribuit Oligocenului, considerîndu-le în sinclinal normal peste gaize-diatomite. Tot în legătură cu acest orizont am arătat, prin interpretarea profilelor normale, existența sigură, la partea lui superioară, a unor masive de sare, de o grosime greu de precizat.

Pe baza unor orizonturi și depozite sincrone, atît în Eocenul cît și în Oligocenul celor două unități, am stabilit existența unor echivalenți stratigrafici, valabili cel puțin în cadrul regiunii noastre.



Analizînd condițiile de sedimentare din Flișul paleogen, am stabilit că aceste depozite aparțin tipului de sedimentare paralică.

Din punct de vedere tectonic, examinînd ultimele concepții asupra tectonice regiunii, am arătat că ele sînt discutabile într-o largă măsură și bazîndu-ne pe diferențele de facies precum și pe lipsa unor depozite evidente de tranziție între cele două faciesuri, am separat în regiune două mari unități tectonice:

Pînza de Homorîciu—Prăjani la N, constituită din Eocen dezvoltat în faciesul Gresiei de Tarcău, și din Oligocen dezvoltat în facies de Pucioasa cu Gresie de Fusaru;

Pînza de Văleni—Buștenari, la S, constituită din Eocen argilo-gresos, fără Gresie de Tarcău, și din Oligocen cu disodile și Gresie de Kliwa, între care, în partea inferioară și medie, se intercalează și depozite de tip Pucioasa și Fusaru.

Judecînd tectonica realizată, în funcție de mișcările de orogeneză din trecut, am arătat că structura de azi a depozitelor Flișului a fost schițată în faza de cutare savică de la sfîrșitul Oligocenului și apoi desăvîrșită în fazele de cutare ulterioare (faza de cutare premeoțiană și faza de cutare valahică). Structura în pînze de șariaj am considerat-o, pe bază de argumente tectonice, ca fiind de vîrstă savică.

Analizînd și urmărind în lungul regiunii fruntea Pînzei de Homorîciu—Prăjani, am arătat că parțial se pot constata dovezi evidente despre un șariaj al acestei pînze peste Pînza de Văleni, iar în unele locuri am dovedit că Pînza de Văleni—Buștenari se răsfrînge spre N peste Pînza de Homorîciu—Prăjani, dar că această răsfrîngere este un efect al cutărilor ulterioare cutării savice.

Discutînd în detaliu tectonica Pînzei de Homorîciu—Prăjani și raporturile dintre această pînză și cuvetele miocene suprapuse, am arătat că în general această pînză se prezintă ca o mare depresiune, boltită la mijloc, constituind de o parte și de alta a acestei bolte două cuvete mici, Cuveta de Drajna la S și Cuveta de Slănic la N, și că raporturile dintre aceste cuvete și depozitele paleogene sînt în majoritatea cazurilor normale.

Studiînd Pînza de Văleni—Buștenari, am arătat că ea se continuă sub depozitele neogene de la S, dar că pînă acum existența ei sub aceste depozite n-a fost evidențiată decît prin ivirile de la Țintea și prin sondajele de la Runcu—Mislea. În același timp, analizînd argumentele aduse de M. G. FILIPESCU în sprijinul ipotezei unui șariaj al Pintenului de Văleni peste un Autohton constituit din depozite aquitaniene, am arătat că pînă azi nu avem nici o dovadă pozitivă în acest sens.

În general, am arătat că depozitele acestei pînze încălecă spre S peste depozitele neogene și că această încălecare este variabilă ca intensitate în lungul liniei de încălecare.

Discutînd tectonica de detaliu a pînzei de Văleni—Buștenari, am separat pentru prima dată în această unitate două digitații:



Digităția de Arsenesele, la interior, caracterizată prin prezența unui Oligocen din care lipsește cu desăvârșire Gresia superioară de Kliwa;

Digităția de Bughea, la exterior, în care Gresia superioară de Kliwa este bine dezvoltată.

Digităția de Arsenesele încalcă evident peste digităția de Bughea. Fiecare din aceste digității este compusă din cute secundare, normale sau faliat.

Paralelizând unitățile din regiune, așa cum au fost ele stabilite, cu unitățile din Carpații moldovenești și cei occidentali, am arătat pentru prima dată că atât din punct de vedere al faciesului, cât și din punct de vedere al poziției stratigrafice, Pinza de Homorîciu—Prăjani este prelungirea directă a Pinzei Gresiei de Tarcău din Carpații moldovenești și a Pinzei Gresiei de Fusaru din Carpații occidentali, demonstrînd prin aceasta că Pinza Gresiei de Fusaru nu este altceva decît continuarea Pinzei Gresiei de Tarcău, așa cum a fost ea stabilită în Carpații Moldovei de ION ATANASIU (6).

În ceea ce privește Pinza de Văleni—Buștenari, am arătat că stabilirea poziției ei, în raport cu unitățile din E și din W, este discutabilă, din cauza faciesurilor sub care se prezintă atât Eocenul cât și Oligocenul, astfel că am ezitat să fixez un loc definitiv acestei unități. După poziția ei tectonică față de Pinza Gresiei de Tarcău (Pinza de Homorîciu—Prăjani), am paralelizat-o pentru moment, cel puțin în parte, cu Pinza de Tazlău din Moldova, faciesul argilo-gresos al Eocenului reprezentînd o variantă a părții frontale a faciesului Pinzei de Tazlău.

Primit: Mai 1947



BIBLIOGRAFIE

1. ANTON SEVER. Bentonitele de la Rugi (Severin) și argilele bentonitice paleogene dintre Brebu și Prăjani (Prahova); rezumat german. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. III, Nr. 1, 1943—1944, pag. 20—36.
2. ARADI V. Jun. Asupra microfaunei Terțiarului regiunii Cîmpina-Buștenari. *An. Acad. Rom. Mem. Secț. Șt. Ser. II*, Tom XXVIII, pag. 395, 1906.
3. ATANASIU I. și ȘTEFĂNESCU D. Asupra prezenței Oligocenului la Țintea. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, pag. 40, 1927.
4. — A propos d'une roche à glauconie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX, pag. 26, 1930—1931.
5. — Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheșului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII, 1928.
6. — Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, pag. 149, 1943.
7. ATHANASIU S. Discuțiuni la comunicarea lui O. Protescu: «Asupra originii unor gresii cu hieroglife». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 63, 1912.
8. — Clasificarea terenurilor neogene și limita stratigrafică între Miocen și Pliocen în România. Volum-omagiu P. Poni, 1906.
9. — *Raport anual Inst. Geol. Rom.* Vol. I. București, 1907.
10. — Discuțiuni asupra vîrstei formațiunii salifere din România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 22, 1913.
11. — Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpates du district de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole*, III-ème sess. (1907), Guide 4, pag. 161.
12. BEJAN P. N. Studiu geologico-tehnic asupra regiunii Runcu. *Mon. Petr. Rom.* XXV, 24. București, 1925.
13. BELOUSOV V. V. Forțele care schimbă fața pămîntului. *Gosgeolizdat*. Moscova, 1952.
14. BIEDA F. și HORWITZ L. Essai de Stratigraphie du Flysch du Podhale. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, livr. 4, pag. 781, Varsovie, 1931.
15. BOUÉ A. Sur les gisements de sel de la Roumanie et sur les grès carpatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3-ème sér., t. III, No. 2, (pag. 52), 10, 4.
16. BOTEZ GH. Comunicare preliminară asupra Bartonianului din jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. 2, 1908, pag. 195, 1909.
17. CANTUNIARI S. Sur le sable blanc oligocène de Vălenii de Munte. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVI, pag. 86, 1937—1938.
18. CAPELLINI. Giacimenti petroliferi di Valachia e loro rapporti coi terreni terziari dell'Italia centrale. *Mem. dell'Acad. Sc. dell'Inst. di Bologna*, t. VII, pag. 323.



19. CIZANCOURT H. DE. Sur quelques Nummulites du Flysch carpatique et sur leur signification pour la stratigraphie des Carpates. *Kosmos*, Vol. 53, livr. 2—3, Lwow, 1928.
20. COBÎLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor târmuri terțiare din unele părți ale României. *Mem. geol. ale Șc. Milit. Iași*. 1883.
21. COQUAND H. Sur les gîtes de pétrole de la Valachie et de la Moldavie et sur l'âge des terrains qui les contiennent. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 2-ème série, t. XXIV, pag. 505, 1867.
22. FABIAN H. Eine neue Tabelle des Jung-Tertiärs der Muntenia (Südromänien). *Oel und Kohle*, 39, No. 31/32, pag. 710, 1943.
23. FILIPESCU D. Contribuțiuni la studiul zăcămintelor de petrol din România. *An. Min. Rom.* An. VIII, Vol. III, 14, pag. 531, 1925.
24. FILIPESCU G. M. Notă asupra unor fenomene solfariene din regiunea Cosminele—Podul Ursului (Jud. Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 41. București, 1928.
25. — Notă asupra vîrstei conglomeratelor de pe flancul sudic al Cuvetei de Slănic. *Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 127, 1930.
26. — Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftănețului. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 127, 1930.
27. — Studiul petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Văleni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, pag. 225. 1930.
28. — Sur la nature des roches siliceuses de l'Éperon de Vălenii de Munte. *Bull. Sect. Scient. de l'Acad. Roum.* XIII, 6, pag. 6, 1930.
29. — Étude microscopique du sable siliceux de Kliwa. *Bull. de la Sect. Scient. de l'Acad. Roum.* XV, 8, 1932.
30. — Le calcaire de Bădila (Buzău) et quelques considérations sur l'enveloppe du sel. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII, 1933.
31. — Cercetări geologice între V. Teleajenului și V. Doftanei. Teză. București, 1934.
32. — Étude géologique dans la région comprise entre la Vallée du Teleajen et les Vallées du Slănic et Bîsca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București*. Vol. II, 1937.
33. — Sur les roches siliceuses d'origine organique et chimique de l'Oligocène des Carpates roumaines. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 192, pag. 1040, 1931.
34. — Contribution à l'étude microscopique du Flysch des Carpates roumaines (grès de Kliwa). *C. R. somm. de la Soc. Géol. de Fr.* No. 4, pag. 52, 1932.
35. FUCHS TH. Studien über Fucoïden und Hieroglyphen. *Denkschr. d. Math.-Naturwiss. Cl. d. k. Akad. Wiss.* Wien, 1895.
36. GRIGORAȘ N. Faciesurile Paleogenului în regiunea Văii Buzăului. (Comunicare la Inst. Geol. Rom.) Inedit.
37. GROZESCU H. Condițiile de sedimentare ale Formațiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 97, 1915.
38. — VOITEȘTI I. P. și PREDA D. Asupra prezenței unor clipe de Paleogen în partea de răsărit a regiunii colinelor din jud. Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 13, 1917.
39. HORWITZ L. À propos de l'âge des couches ménilitiques dans les Carpates. *Bull. du Serv. Géol. Pologne*. Vol VIII, 4 Varsovie, 1937.
40. KOCH ANTON. Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesteile. Budapest, 1894.
41. LAGOTALLA H. À propos des nappes de charriage dans les Subcarpates de Roumanie. *An. Soc. de Physique et Sc. Nat.* Genève, 1926.
42. MACOVEI GH. Asupra vîrstei formațiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 32, 1913.

43. MACOVEI GH. Poziția stratigrafică și tectonică a zăcămintelor de sare din România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 99, 1916.
44. — Considerațiuni asupra înruderii dintre petrol și șisturile bituminoase. *An. Min. Rom.* VIII, Nr. 6, 1925.
45. — La formation des gisements de pétrole en Roumanie. *Trav. du I-er Congr. Internat. de Forage.* București, 1925.
46. — Aperçu géologique sur les Carpates orientales. *II-ème Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpates. Guide des excursions*, 1927.
47. — Les gisements de pétrole. Paris, 1938.
48. MEYER E. Contribution à l'étude des Carpates roumaines, entre la Dimbovița et le Buzău. *Bull. Lab. Géol. Lausanne*, No. 45, 1930.
49. MRAZEC L. La dépression subcarpatique. *Bul. Soc. Științe București*, IX, pag. 637, 1900.
50. — și TEISSEYRE W. Ueber oligocaene Klippen am Rande der Karpaten. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.*, Bd. 51, H. 2, 1901.
51. — Despre un zăcămint de sulf la Vărbilău. *Bul. Soc. Științe București*, XIV, pag. 327, 1905.
52. — Despre prezența Bartonianului în Jud. Prahova. *Bul. Soc. Științe București*, XV, pag. 15, 1906.
53. — și TEISSEYRE W. Structura geologică a regiunii Cîmpina-Buștenari. *Mon. Petr. Rom.* Vol. VII, pag. 931, 1906.
54. — Über die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *Congr. Internat. du Pétr.* III-ème Sess. București, 1907.
55. — Despre formarea zăcămintelor de petrol din România. Discurs de recepție la Acad. Rom. 1907.
56. — și TEISSEYRE W. I. Esquisse tectonique de la Roumanie. II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. III. Esquisses tectoniques des Subcarpates de la vallée de la Prahova. *Congr. Internat. du Pétr.* III-ème Sess. *Guide*, No. 1, 1907.
57. — La tectonique de l'Éperon paléogène de Văleni. *Revue du Pétr.* I, No. 8, pag. 247, 1908.
58. — Les gisements de pétrole. București, 1910.
59. — și VOITEȘTI I. P. Contributions à la connaissance des nappes du Flysch carpatique en Roumanie. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, pag. 528, 1911.
60. — și VOITEȘTI I. P. Date noi pentru clasificarea Flișului carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* III, pag. 33, 1912.
61. — Les plis diapirs. *C. R. Inst. Géol. Roum.* VI, pag. 226, 1915.
62. — Discuțiuni la lucrarea D-lui Preda: «Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* X, pag. 5, 1921.
63. — Răspuns la comunicarea D-lui Macovei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, București, 1924.
64. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpates roumaines. Prague, 1931.
65. — Aperçu sur les caractères des gisements de pétrole en Roumanie. Prague, 1931.
66. MURATOV M. V. Tectonica U.R.S.S. Vol. II, Moscova, 1949.
67. — și MASIAKOVA I. I. Stratigrafia Cretacicului din Carpații răsăriteni. *Docladi Acad. Nauk SSSR*. Tom. 81, Nr. 2, pag. 261—264.
68. MURGEANU GH. Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Petroșiței și Bezdeadului (Jud. Dimbovița). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV, pag. 120, București, 1925—1926.



69. MURGEANU GH. Zona internă între Prahova și Bizididel. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII, 1930.
70. — La nappe interne dans les environs de Comarnic. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, pag. 282, 1931.
71. — Sur l'âge des schistes ménolithiques et des gypses inférieurs de Munténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXV, 1937.
72. — Recherches géologiques dans Valea Doamnei et Valca Vilsanului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVI, pag. 63, 1938.
73. — Sur une cordillère antésénonienne dans le géosynclinal du Flysch carpatique. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI, 1933.
74. — Deuxième note sur le Paléogène de Corbșori. *C. R. Acad. Sc. Roum.* T. VII, pag. 264, 1943—1945.
75. NOTH R. și PĂTRUȚ I. Contribuțiuni la cunoașterea Paleogenului din Jud. Prahova. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit).
76. OLTEANU FL. Breția sării. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
77. ONCESCU N. Le Flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Départ. de Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* T. XXVIII, pag. 3—14.
78. PĂTRUȚ I. Comunicare preliminară asupra Paleogenului din regiunea Vălenii de Munte-Cosminele. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
79. — Vîrstă Gresiei de Fusaru și relațiile ei cu Numuliticul getic. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
80. PAUCĂ M. Fossile Fische aus dem rumänischen Alttertiär. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* XII, pag. 4—5.
81. — Quelques remarques biologiques sur les faunes ichthyologiques oligocènes des Carpathes. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* XVI, No. 6—7.
82. — Die sogen. « Meletta »- und « Meletta crenata »-Schuppen. *Centralblatt f. Min.* Abt. B, No. 8, pag. 337.
83. — Neue Fische aus dem Oligocän von P. Neamtz. *Bull. Scient. Ac. Roum.* t. XIV, No. 1—2, 1931.
84. — Poissons fossiles de l'Oligocène de Bezdead. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX, pag. 78—80, 1932.
85. PAZDRO Z. Les Bryozoaires fossiles des schistes ménolithiques de Skalnîk et leur signification pour la stratigraphie. *Kosmos. Rocznik* LIV, pag. 140, Lwow, 1929.
86. PILIDE C. D. Sur le bassin néogène de la région située au N de Ploiești. *Bull. Soc. Géol. de Fr. Sér. III*, t. VI, pag. 22, 1877.
87. POPESCU GR. Observațiuni asupra brecciei sării și a unor masive de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. Comunicare la Inst. Geol. Rom. (Inedit.).
88. PREDĂ D., VOITEȘTI I. P. și GROZESCU H. Clasificarea Mediteraneanului în România. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 69, 1917.
89. — Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, pag. 1—62, 1921.
90. — Géologie de la vallée du Teleajen dans la région des collines subcarpatiques. *II-ème Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpathes. Guide des excurs.*, pag. 143, 1927.
91. PROTESCU O. Asupra originii unor gresii cu hieroglife. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. III, pag. 76,
92. — Comunicare preliminară asupra etajului tortonian în regiunea Melicești (Jud. Prahova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IV, pag. 8, 1912.
93. — Cîteva date asupra Paleogenului din regiunea Șotriile—Brebă—Breaza. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII, pag. 433, 1914.



94. PROTESCU O. Contribuțiuni la studiul faunei de Foraminifere din România. *An. Inst. Geol. Rom.*, Vol. IX, pag. 251, 1915.
95. — și MURGEANU GH. Géologie de la vallée de la Prahova. *II-ème Réunion de l'Assoc. pour l'Avanc. de la Géol. d. Carpates. Guide des excursions*, pag. 195. București. 1927.
96. — La microfaune des marnes à glauconie de la région Țintea. *Publ. Soc. Natur. din Rom.* 1932.
97. PUSTOWKA A. Beiträge zur Kenntnis der Tektonik Rumäniens. I. Über rumänische Salzion-Aufbrüche. *N. Jahrb. f. Min. Beilage-Bd. LXI, Abt. B*, pag. 317. Stuttgart, 1928.
98. ROGALA W. Sur la faune et l'âge des couches de Popiele. *Kosmos*, Vol. 50, fasc. II—III. Lwow, 1925.
99. — Sur la faune et l'âge des couches de Polanica. *Kosmos*, Vol. 50, fasc. IV. Lwow, 1925.
100. — Nouvelles données sur la stratigraphie du Flysch carpatique. *Mém. de la I-ère Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. des Carpates en Pologne*, pag. 95—103. Varsovie, 1926—1927.
101. SAPORTA G. Sur les organismes problématiques des anciennes mers. *Bull. Soc. Géol. Fr.* XII, 1884.
102. ȘTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie (Thèse). Lille, 1897.
103. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului (Jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*. VIII, No. 1, pag. 64—85, 1943—1944.
104. SWIDERSKI B. Sur quelques problèmes de la géologie des Carpates orientales polono-roumaines. *Mém. de la I-ère Réunion de l'Assoc. p. l'Avanc. de la Géol. d. Carpates en Pologne*, pag. 107—126, Varsovie, 1926—1927.
105. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* XLVII. Wien, 1897.
106. — Ridicări geologice în anul 1906. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. I, pag. LXXXII. 1906.
107. TERCIER J. Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Eclogae Geol. Helvetiae*, Vol. 32, No. 1, 1939.
108. UHIG W. Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. der k. Akad. Wissensch.* CXVI, H. VI, pag. 871, 1907.
109. VASSOEVICI N. B. Flișul și metodela studierii lui. *Gostoptehizdat*, 1948.
110. — Condițiile de formare ale Flișului. *Gostoptehizdat*, 1951.
111. VIALOV O. S. Schema subîmpărțirii Miocenului Precarpaților. *Doklady Akad. Nauk SSSR*, No. 5, T. 78, pag. 967—970, 1951.
112. VOITEȘTI I. P. Discuțiuni la lucrarea D-lui Protescu: «Asupra originii unor gresii cu hieroglife». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III.
113. — Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la dépression gétique. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, pag. 275, 1909—1910.
114. — Asupra relației dintre Pînza Gresiei de Fusaru și Pînza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 125, 1911.
115. — Date noi asupra prezenței Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali etc. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, pag. 332, 1915.
116. — PREDA D. și GROZESCU H. Formațiunea cu masive de sare. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, pag. 69, 1916.
117. — Quelques remarques sur l'âge du sel carpatique. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 4-ème série, t. XIX, 1919.
118. — Discuțiuni la lucrarea D-lui Preda: «Geologia și Tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova». *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX, pag. 33, 1921.

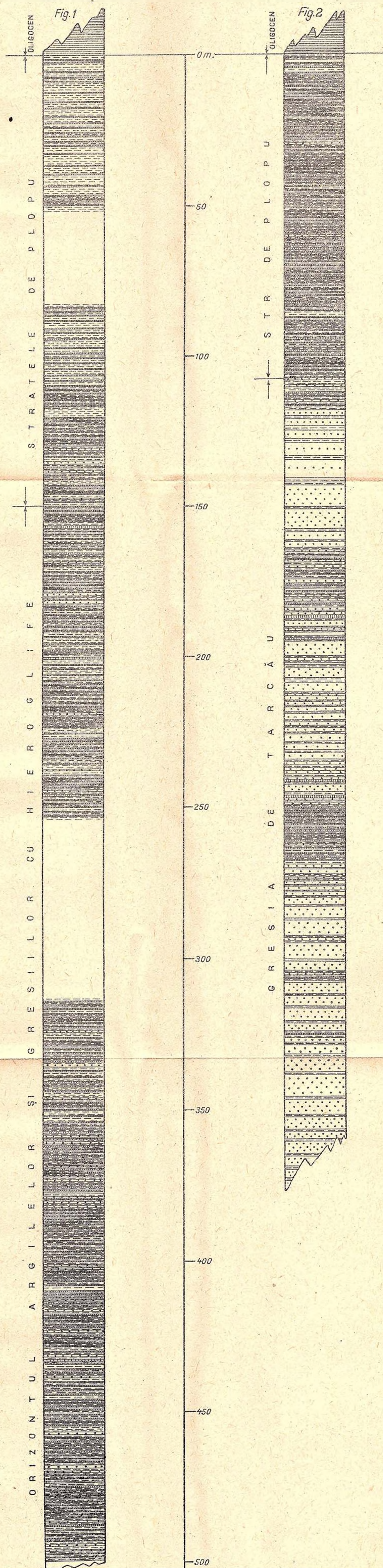


119. VOITEȘTI I. P. Contribution à l'établissement de l'âge du Paléogène du faciès de Fusaru. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.*, I, No. 1, pag. 17, 1927.
 120. — Quelques nouvelles données sur la genèse du pétrole des régions carpatiques roumaines. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. IV, No. 7, 1930.
 121. — Aperçu sur la structure des régions carpatiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. III, No. 1, 1929.
 122. — Evoluția geologico-paleogeografică a pământului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj*, Vol. V, No. 2, 1935.
 123. — L'Oligocène de Rîul Doamnei. L'âge des calcaires à Orbitoïdes de Corbșor. L'âge des gypses inférieurs. *C. R. Acad. Sc. Roum.*, VII, pag. 257, 1943—1945.
-



DETALII DE CONSTITUȚIE IN EOCENUL PÎNZELOR DE VĂLENI-BUȘTENARI ȘI HOMORÎCIU-PRĂJANI

Planșa I

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN EOCENUL PÎNZEI
DE VĂLENI-BUȘTENARIDETALII DE CONSTITUȚIE
IN EOCENUL PÎNZEI
DE HOMORÎCIU-PRĂJANI

I.PĂTRUȚ

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN OLIGOCENUL PÎNZEI DE HOMORÎCIU - PRĂJANI

Planșa II

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN ORIZONTUL ȘISTURILOR
DISODILICE SUPERIOARE

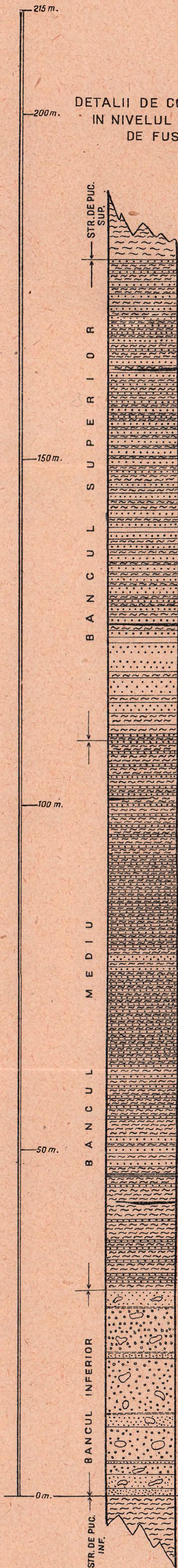


Fig. 1

DETALII DE CONSTITUȚIE
IN ORIZONTUL STRATELOR
DE ISVOARELE

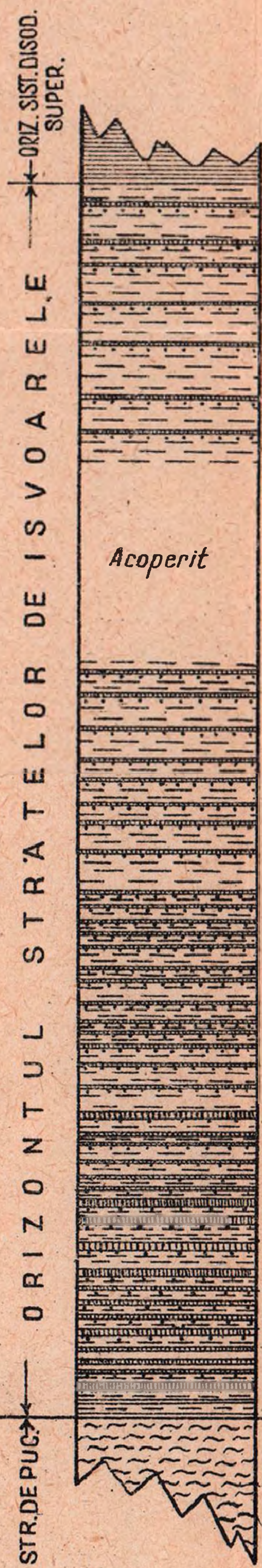


Fig. 2

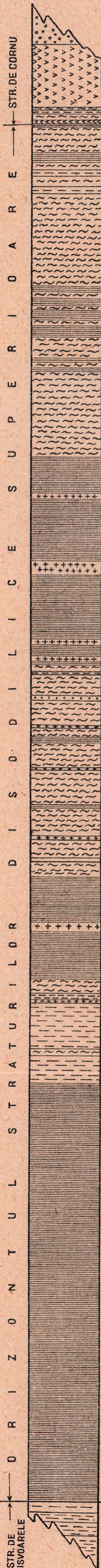


Fig. 3

DETALII DE CONSTITUTIE
IN ORIZONTUL STRATELOR
DE CORNU

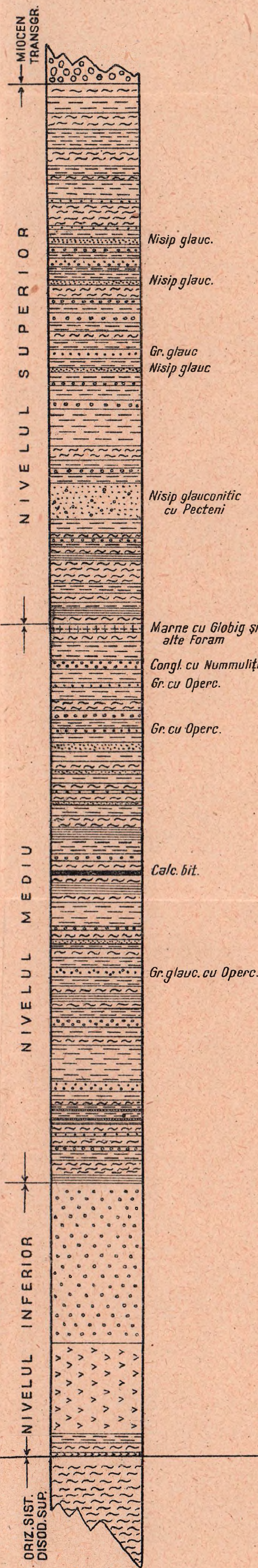


Fig. 4

DETALII DE CONSTITUȚIE IN OLIGOCENUL PÎNZEI DE VĂLENI-BUȘTENARI

Planșa III

LEGENDA

- Argile socolații (tip. Str. de Pucioasa)
- Gresii
- Sisturi disodilice
- Argile cu marno calcare galbene
- Șisturi disodilice cu menilite
- Marne albe bituminoase
- Tuf

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL ȘISTURILOR DISODILICE INFERIOARE (VALEA TELEAJENULUI)

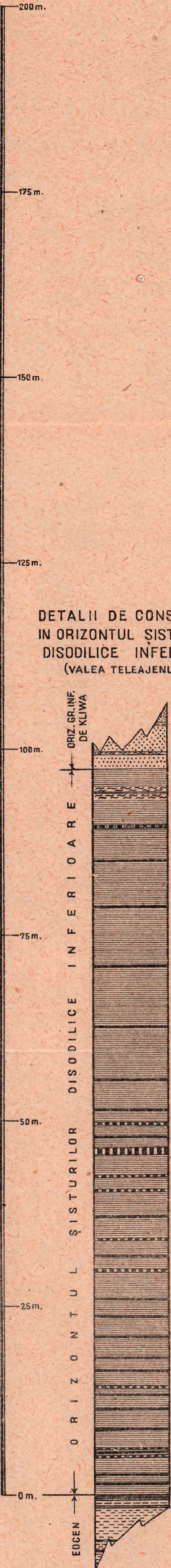


Fig. 1

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI INFERIOARE DE KLIWA (VALEA TELEAJENULUI)

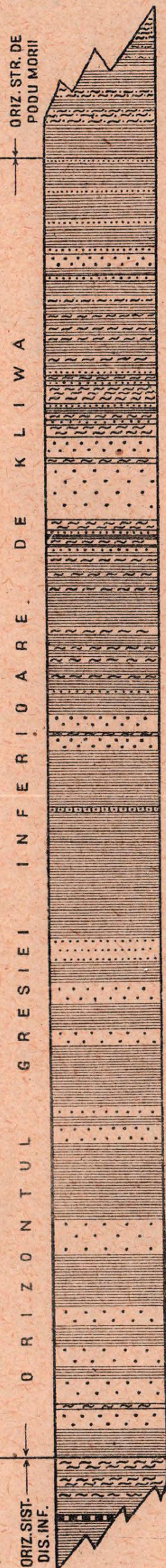


Fig. 2

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI INF. DE KLIWA (PÎRÎUL TECEI) (SOLZII INTERNI DIN PÎNZA DE VĂLENI- BUȘTENARI)

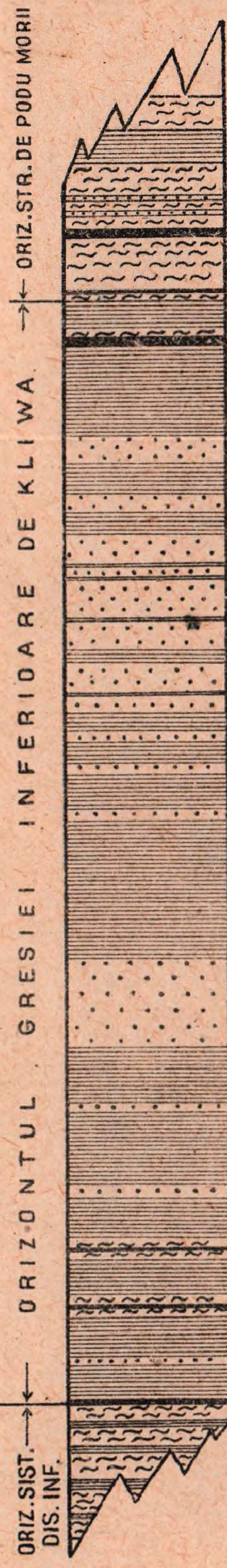


Fig. 3

DETALII DE CONSTITUȚIE IN NIVELUL INFERIOR AL STRATELOR DE PODOU MORII (V-LEA TELEAJENULUI LA PODOU-MORII)

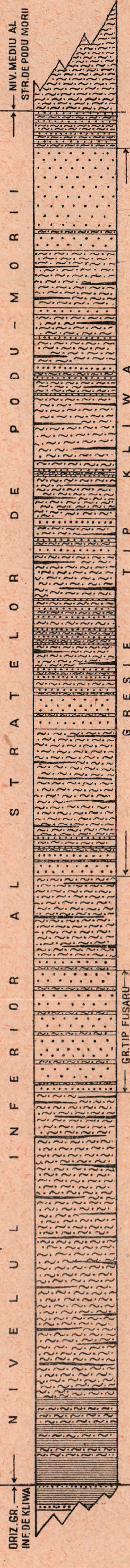


Fig. 4

DETALII DE CONSTITUȚIE IN STRATELE DE ISVOARELE NIVELUL SUP. AL STR. DE PODOU MORII (MALUL STG. AL VĂII TELEAJENULUI LA GURA VITIOAREI)

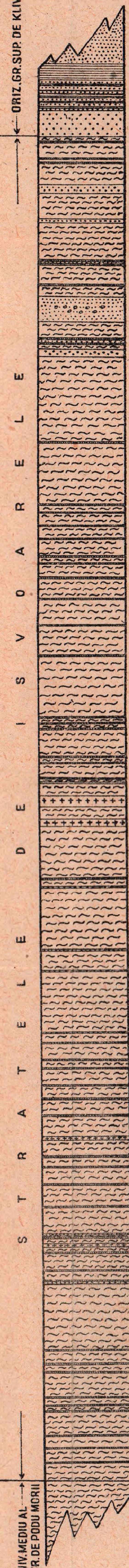


Fig. 5

DETALII DE CONSTITUȚIE IN ORIZONTUL GRESIEI SUPERIOARE DE KLIWA (VALEA TELEAJENULUI)

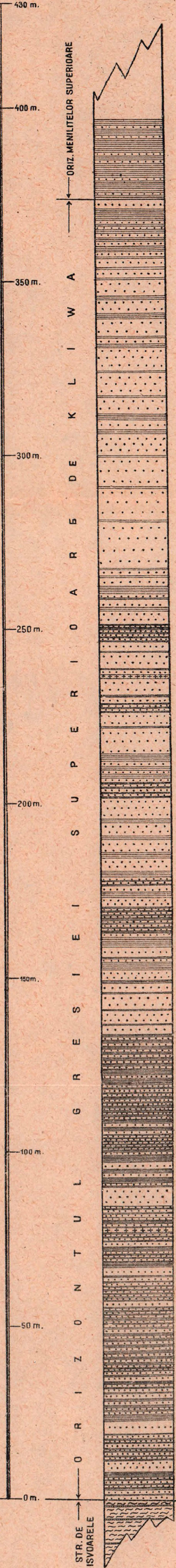
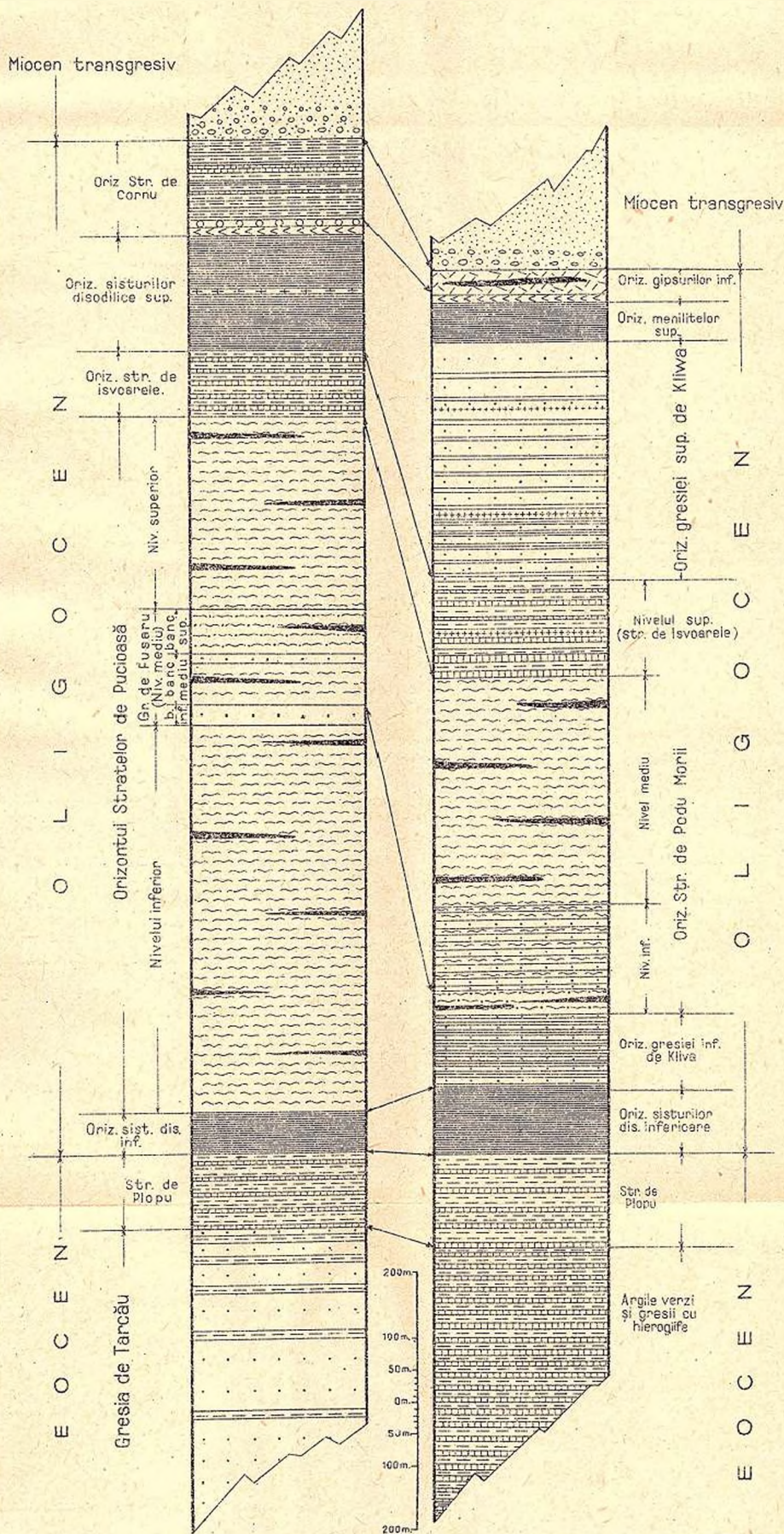


Fig. 6

I.PĂTRUT CORESPONDENȚI STRATIGRAFICI IN CELE DOUĂ PÎNZE

PÎNZA DE
HOMORÎCIU - PRAJANIPÎNZA DE
VĂLENI-BUȘTENARI

Plasa IV



I. PĂTRUȚ
DISTRIBUȚIA ȘI ÎNTREPĂTRUNDEREA FACIESURILOR ÎN CELE DOUĂ PINZE

I. PĂTRUȚ: Regiunea Vălenii de Munte-Cosminele-Buștenari

Pl. V

ETAJ	PINZA DE HOMORICIU-PRAJANI	FACIES	FACIES INTERMEDIER (prins sub pânză)	PINZA DE VĂLENI-BUȘTENARI	FACIES	Orizonturi	ETAJ
N	Oriz. str. de Cornu		Lipsă		Oriz. gipsuri inf.		N
W	Oriz. sisturilor disodilice superioare		(exondare)		Oriz. menilitelor sup.		W
O	Oriz. str. de Isvoarele				Oriz. str. de Isvoarele		O
O	Nivel superior				Nivel mediu	str. de Podu-Morii	O
G	Nivel mediu (gr. de Fusaruj)				Nivel inferior		G
I	Nivel inferior				Oriz. gresiei inferioare de Kliwa		I
O	Oriz. sist. disodilice inf.				Oriz. sist. disodilice inferioare		O
N	Oriz. str. de Plegu				Oriz. str. de Plopu		N
W					Oriz. argilelor și gresilor cu hierboglif		W
O	Oriz. gresiei de Tarcău						O
W							W



STUDIUL COMPARATIV AL FACIESURILOR PALEOGENULUI DINTRE PUTNA ȘI BUZĂU

DE

N. GRIGORAȘ

CUPRINSUL

	Pag.
Introducere	101
Istoric	103
Stratigrafie	128
I. Senonianul	128
A) Pinza mediană	128
B) Unitatea inferioară	131
1. Șisturile negre	131
2. Stratele de Tisaru <i>str. s.</i>	132
3. Vîrsta Șisturilor negre și a Stratelor de Tisaru <i>str. s.</i>	135
II. Eocenul	138
A) Pinza mediană	138
1. Faciesul vestic (intern)	139
a) Orizontul inferior	139
b) Orizontul superior (Stratele de Plopu)	141
2. Faciesul estic (extern)	142
3. Faciesuri intermediare	144
a) Orizontul inferior	144
b) Orizontul mijlociu	145
c) Orizontul superior	145
B) Unitatea inferioară	149
1. Faciesul de Fliș (Faciesul calcaros)	149
a) Orizontul inferior	149
b) Orizontul superior	150
2. Faciesul de Cașin	150
a) Conglomeratele de Piatra Streiului	150
b) Stratele de Cașin	151
c) Stratele de Bucieș	152
d) Stratele de Bisericiani	153
III. Oligocenul	156



A) Pinza mediană	156
1. Oligocenul din P. Vinețu	158
a) Orizontul Gresiei de Lucăcești	158
b) Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare	158
c) Orizontul șisturilor disodilice	158
d) Orizontul Gresiei de Kliwa	158
e) Orizontul Gresiei de Fuzaru	158
f) Orizontul Stratelor de Vinețu	159
g) Orizontul menilitelor superioare	159
2. Oligocenul din Gârla Fișicilor	164
a) Orizontul Gresiei de Lucăcești	164
b) Orizontul Stratelor de Lingurești	165
c) Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare	166
d) Orizontul șisturilor disodilice	167
e) Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa	167
f) Orizontul Stratelor de Podu Morii str. s.	170
g) Orizontul superior al Gresiei de Kliwa	173
h) Orizontul menilitelor superioare	174
i) Orizontul de trecere	175
B) Unitatea inferioară	179
1. Subunitatea externă	179
a) Marne bituminoase	179
b) Șisturi disodilice	179
c) Gresie de Kliwa	180
d) Conglomerate verzi	180
e) Șisturi disodilice	180
f) Menilite superioare	180
2. Subunitatea internă	181
IV. Aquitanianul	182
A) Pinza mediană	182
B) Unitatea inferioară	185
1. Subunitatea internă	185
2. Subunitatea externă	186
V. Miocenul	187
Considerațiuni generale asupra faciesurilor Paleogenului. Echivalenți stratigrafici	189
1. Considerațiuni generale	189
a) Eocenul	190
b) Oligocenul	191
2. Echivalenți stratigrafici (Relațiuni între faciesurile Paleogenului)	193
a) Eocenul	194
b) Oligocenul	195
Tectonica	197
A) Pinza mediană	197
B) Unitatea inferioară	208
1. Subunitatea internă	208
2. Subunitatea externă	209
Concluziuni	210
I. Stratigrafie	210
II. Tectonica	211
Bibliografie	212



INTRODUCERE

În campania intensă de prospecțiuni geologice întreprinse în special în ultimii 15 ani, zona Flișului paleogen din Carpații Orientali a constituit unul dintre obiectivele principale.

Interesul științific pe care-l prezentau diferitele probleme de stratigrafie și tectonică și mai ales interesul economic au justificat atenția deosebită acordată de către cercetători zonei de Fliș paleogen.

Institutul geologic pe de o parte și diferitele societăți petrolifere pe de altă parte, au întreprins prin reprezentanții lor, fie recunoașteri regionale pentru zonele mai puțin cunoscute, fie lucrări mai amănunțite în regiunile în care obiectivul, cunoscut deja ca importanță practică, necesita un studiu de detaliu pentru începerea eventualelor lucrări de explorare.

În cadrul acestor cercetări, am executat lucrări geologice de cartare în zona Flișului paleogen dintre Văile Troțuș și Buzău.

Excursii făcute la N de Troțuș, în bazinul Tazlăului, mi-au dat posibilitatea să compar observațiile făcute acolo de I. ATANASIU, cu cele făcute de mine la S de Troțuș, în special la S de Năruja, pentru zona de pînză; pentru « Zona marginală » am găsit elemente de comparație în excursii făcute în V. Bistriței și afluenții săi, P. Doamna și P. Bisericieni. La W de Buzău, excursii făcute în V. Teleajenului, în regiunea unde lucra Gr. POPESCU, mi-au înlesnit precizarea unor puncte de vedere de ordin stratigrafic în legătură cu Oligocenul. În felul acesta observațiile și concluziile referitoare la Stratigrafie capătă valoare regională, ele găsindu-și aplicare pe foarte mare distanță în lungul Carpaților Orientali.

Harta geologică prezentată¹⁾ este limitată la N de bazinul Văii Năruja. Între V. Năruja și V. Putna observațiunile mele sînt incomplete, așa încît întocmirea hărții în această regiune nu a fost posibilă.

Deoarece însă concluziunile în legătură cu Paleogenul « Zonei marginale » sînt legate în special de profilul Văii Putna, am prezentat încă o hartă cuprinzînd observațiile făcute în lungul acestei văi, precum și o secțiune geologică în această regiune.

În zona Flișului, cercetătorul este confruntat în primul rînd, pe de o parte, cu o sărăcie generală în documente paleontologice și pe de altă parte, cu o variație însemnată a caracterelor petrografice. Elementele de macrofaună lipsind sau fiind în orice caz extrem de rare, iar caracterele micropaleontologice fiind de resortul lucrărilor ulterioare de laborator, cercetătorul este obligat să folosească pentru deslegarea problemelor puse în prima fază a lucrărilor de teren, orice observație, orice criteriu, din care să poată trage concluzii asupra caracteristicilor și a raporturilor dintre formațiunile întîlnite.

¹⁾ Din motive tehnice, hărțile și profilele geologice (planșele 1-4) nu au putut fi tipărite la data imprimării prezentei lucrări.



Este fapt deja cunoscut că depozitele Flişului sînt caracterizate printr-o sedimentaţie ritmică accentuată, prin numeroase ornamentaţii de suprafaţă — în special hieroglife — printr-o structură curbicorticală a stratelor de gresii şi printr-o alternanţă deasă de depozite moi (marne, argile) cu depozite dure (gresii, gresii-calcare), de unde şi relieful puternic, aproape dinţat al deschiderilor.

Primele două caractere — sedimentaţia ritmică şi ornamentaţiunile de suprafaţă — au pentru cercetătorul din zona Flişului, rolul de fosil conducător.

Redus la dimensiunile stratelor ce constituiesc seriile flişoide, fenomenul de sedimentaţie ritmică este observat constant, ori de cîte ori avem de-a face cu o alternanţă de depozite pelitice cu depozite mai grosiere, psamitice sau psefitice. Totdeauna materialul mai grosier stă la baza stratelor componente ale seriei, indiferent dacă aceste strate sînt conglomeratice, grezoase sau numai marne nisipoase. Dela baza stratului cu elemente grosiere, se poate urmări o trecere gradată în sus, spre depozite din ce în ce mai fine, peste care urmează apoi brusc un nou strat, marcînd din nou un aranjament identic al elementelor după dimensiune.

Poziţia normală sau răsturnată a unui strat sau a unui pachet de strate se poate deci uşor deduce din observarea riguroasă a fenomenului de sedimentaţie ritmică.

Acelaşi lucru pentru ornamentaţiunile de suprafaţă.

În toate profilele stratigrafice normale, ornamentaţiile de suprafaţă cunoscute sub numele de urme de scurgeri şi mai ales hieroglifele — sub formă de ace, de butoni sau de reliefuri alungite paralel — se găsesc totdeauna numai pe faţa inferioară a stratelor de gresie. Dacă hieroglifele se găsesc uneori pe faţa geometric superioară a stratelor, acele strate sînt totdeauna în poziţie răsturnată. Faptul acesta se poate verifica acolo unde se găsesc serii inversate, de exemplu în pachete în care Eocenul stă geometric peste Oligocen şi în care contactul dintre aceste două formaţiuni este sigur normal.

Am folosit în mod constant în toate observaţiunile mele de teren atît sedimentaţia ritmică cît şi ornamentaţiunile de suprafaţă — în special hieroglifele — trăgînd în mod logic din aceste observaţiuni, concluzii asupra poziţiei normale sau răsturnată a diferitelor formaţiuni flişoide întîlnite.

Pentru documentarea ştiinţifică a consideraţiunilor făcute cu privire la caracterizarea formaţiunilor întîlnite, am folosit şi rezultatele studiilor de micropaleontologie şi observaţii făcute pe un număr restrîns de secţiuni subţiri.

O colectare sistematică de probe pentru analize micropaleontologice a fost făcută în Eocenul de la Colţi şi din V. Putnei, în Oligocenul de la Colţi—Călugăriţele—V. Buzăului, în Oligocenul din P. Vineţiu, precum şi în Cretacicul superior din V. Putnei.



Analizele au fost făcute de către G. VOICU.

Un număr restrîns de secțiuni microscopice a fost studiat de către SEVER ANTON. Rezultatele acestui studiu au fost deasemenea adăugate la observațiunile noastre stratigrafice.

ISTORIC

Un studiu geologic de ansamblu al zonei de Fliș paleogen dintre văile Putna și Buzău nu se cunoaște în literatura geologică română pînă în prezent.

Numeroasele lucrări care s-au făcut în regiune și care sînt deja publicate, se referă numai la porțiuni mai restrînse din zona Flișului paleogen.

Harta geologică a Romîniei, publicată în 1937 (foaia 5-a), reprezintă singura sinteză a lucrărilor publicate sau în manuscris și totodată cea mai nouă imagine a geologiei Carpaților Orientali din zona de curbură sudică.

Cele mai vechi date geologice în legătură cu Flișul paleogen dintre Putna și Buzău le deținem dela GRIG. COBÎLCESCU, din 1883 (32). Într-o secțiune geologică prin țarmul drept al Slănicului, la Lopătari, COBÎLCESCU figurează un orizont al Gresiei de Măgura (Gresia de Kliwa) și un orizont reprezentînd formațiunea menilitică. Spre deosebire de Moldova (Bacău) și Bazinul Transilvaniei, aici în Buzău, nu poate separa marnele inframenilitice.

Un an mai tîrziu, în 1884, membrii biroului geologic menționează în Munții Purcelul, Carîmbul și Piatra Penii, Eocen reprezentat prin șisturi menilitice și gresii și citează intercalațiuni de sare în marnele cu Fucoide de la Poenile Sării (154). Acest orizont cu sare ar fi, după GRIG. ȘTEFĂNESCU, mai vechi decît cel de la Reghiu, Spulberu și V. Sării și este «evidentă eocenică», fiind cuprins între stratele de gresii și marne-calcare cu Fucoide și hieroglife.

GR. ȘTEFĂNESCU dă cu această ocazie și o secțiune prin malul stîng al Zăbalei, la Poenile Sării, care arată «incontestabilă intercalarea sării în sistemul cu Fucoide și prin urmare, vîrsta sa eocenică».

Paleogenul nostru de astăzi este atribuit de GR. ȘTEFĂNESCU «sistemului Eocenica», cu două orizonturi: unul, superior, care ar corespunde cu Oligocenul și Miocenul inferior și altul, inferior, care ar corespunde Eocenului actual și Senonianului. Cretacicul lui GR. ȘTEFĂNESCU corespunde tot Eocenului actual.

În 1885, GR. COBÎLCESCU (33) întinzîndu-și cercetările la W și la N de Rîul Buzău, afirmă că Gresia de Măgura și șisturile menilitice se pot urmări spre N, peste Piatra Neculele pînă în bazinele Milcovului și Putnei, constituind acolo Măgura Odobeștilor. În V. Buzăului, sînt descrise strate menilitice pînă în dreptul satului Benga, în contact direct cu Sarmașanul (Calcare de Istrița).



Între Mlăjet şi Nehoiaş, COBÎLCESCU descrie o formaţie curioasă nefosiliferă, pe care o denumeşte provizoriu «formaţiunea argiloasă de Nehoiaş» şi care ar sta în contact tot cu Sarmaţianul. Potrivit descrierii detaliate dată de autor, se pare că este vorba de orizontul cu Diatomite. Extinderea lor pînă în dreptul Nehoiaşului este însă o eroare, deoarece cartările mai noi nu au dovedit nici o formaţie care să corespundă «formaţiunii de Nehoiaş» a lui COBÎLCESCU, pînă în acea regiune.

Ridicările efectuate 2 ani mai tîrziu (1897) în R. Sărat, de SABBA ŞTEFĂNESCU (155), aduc mai multe detalii în observaţiile făcute pe teren, dar consideraţiunile făcute asupra vîrstei diferitelor orizonturi separate, se deosebesc de cele actuale în aceeaşi măsură în care se deosebesc cele ale biroului geologic din 1884. Astfel SABBA ŞTEFĂNESCU deosebeşte la Piatra Neculele o serie bazală, reprezentată prin şisturi marnoase, uneori micacee, peste care urmează şisturile menilitice, apoi Gresia de Kliwa, dar consideră toate aceste trei orizonturi de vîrstă oligocenă. Oligocen cu şisturi menilitice în bază şi cu Gresie de Kliwa la partea superioară, mai este citat de S. ŞTEFĂNESCU în Muntele Carîmbu, apoi la Pleşi, Recea şi Muntele Monteoru. Denumirea de Gresie de Kliwa este introdusă acuma în literatura geologică romînă, fiind împrumutată de la PAUL şi TIETZE, care au aplicat-o pentru o gresie sincronă cu Gresia de Măgura din Carpaţii polonezi.

În 1902, MRAZEC şi TEISSEYRE (92) separă în Flişul paleogen trei orizonturi: un orizont inferior cu gresii micacee, un orizont mijlociu, Strate cu hieroglife, în care apar şi conglomerate cu mici elemente verzi şi un orizont superior = şisturile menilitice. Toate aceste trei orizonturi pot avea intercalată o formaţie saliferă, constituită din gresii marnoase cu vine de calcit, calcare de ciment şi marne cenuşii foarte argiloase, în care se găsesc zăcăminte de sare. Între aceste zăcăminte paleogene sînt citate masivele de sare de la Tg. Ocna, Grozeşti şi Cerdac (Jud. Bacău), apoi ivirile de sare din P. Hîjma, Mişina şi Bălosu (Jud. Putna) şi Plaiul Milii (Jud. Buzău). Vîrsta masivelor de sare care apar de-a lungul marginii Flişului (la Coza, la S de Herestrău, la Nereju, în V. Rîmnicului, la Jitia şi în V. Slănicului, la Luncile) nu este dată ca sigur paleogenă, aceste masive prezentînd o tectonică complicată.

Caracteristic este însă faptul — după aceşti autori — că în Saliferul paleogen, gipsul lipseşte adeseori, iar conglomeratele cu roce verzi sînt frecvente în special în vecinătatea acestui Salifer paleogen. Materialul acestor conglomerate ar proveni «dela o coastă formată de roce verzi a grupului superior cristalin al Carpaţilor».

Cîţiva ani mai tîrziu, în 1907, MRAZEC (94) revine asupra consideraţiunilor făcute împreună cu TEISSEYRE în legătură cu vîrsta formaţiunii salifere şi atribuie toate apariţiunile de sare de la Tg. Ocna, Grozeşti, precum şi pe cele din Jud. Putna şi Buzău, Miocenului. Masivele de sare din lungul marginii Flişului, ar fi de vîrstă miocenă şi încălecate doar de marginea Flişului, iar cele



care apar în interiorul zonei de Fliș, ar apărea în «sinclinale (ferestre?)», reprezentînd, deci, tot Miocenul. Paleogenul rămîne mai departe divizat în cele trei orizonturi stabilite în 1902.

Problema care se punea acum era repartizarea la anumite subdiviziuni stratigrafice a diferitelor orizonturi separate ca atare în Carpații Orientali.

Gresia de Uzu, denumită astfel de HERBICH, fusese considerată de vîrstă cretac-superioară, iar TEISSEYRE o situase sub stratele sale de Tg. Ocna (1897) pe care le considera eocen-superioare. SAVA ATHANASIU o considera ca Eocen mijlociu (15), iar un an mai tîrziu, tot SAVA ATHANASIU va introduce denumirea de «Gresie de Tarcău» (16), care se păstrează și astăzi în literatura noastră.

Orizontul imediat superior, cu gresii cu hieroglife, marne cu Fucoide și intercalațiuni de conglomerate sau brecii verzi cu Nummuliti, etc. (parte din Stratele de Tg. Ocna, TEISSEYRE) este considerat de SAVA ATHANASIU ca Eocen superior (Bartonian).

În acest orizont sînt menționate însă și intercalațiuni de gresii micacee asemănătoare Gresiei de Uzu. Punctul acesta de vedere nu mai corespunde celui actual, întrucît asemenea intercalațiuni de gresii micacee sînt considerate astăzi ca ținînd de un facies lateral, mai extern, al Gresiei de Tarcău.

Peste Eocenul superior urmează — tot după descrierea lui S. ATHANASIU (15) — orizontul șisturilor menilitice și orizontul Gresiei de Kliwa. Partea bazală a șisturilor menilitice fusese considerată de TEISSEYRE ca un echivalent al Stratelor de Șipote și înglobată în Stratele de Tg. Ocna.

Deja în 1907, SAVA ATHANASIU observă că din punct de vedere petrografic, nu este ușor de deosebit Stratele de Șipote de șisturile menilitice propriu zise, iar un an mai tîrziu, va constata că ceea ce TEISSEYRE a considerat Strate de Șipote, la Tg. Ocna, în realitate nu sînt decît șisturi menilitice (16).

Începînd cu anul 1908, cercetările geologice din bazinul Putnei și spre S intră într-o fază nouă.

SAVA ATHANASIU (16) separă în Paleogenul Putnei o zonă internă a Flișului, corespunzînd zonei cu Gresie masivă de Tarcău și o zonă marginală, care se întinde dela confluența Putna—P. Mărului pînă la Coza.

În constituția Zonei marginale, SAVA ATHANASIU separă Oligocenul, Eocenul superior și Senonianul, cunoscute deja din celelalte regiuni ale Flișului marginal din Moldova. În plus, mai separă în V. Putnei un complex de strate caracteristice, pe care le denumeste «Strate de Tisaru» și pe care le consideră ca un echivalent al Șisturilor negre de la Poiana Uzului, al Stratelor de Audia și al Stratelor de Șipote din Bucovina.

Conglomeratele din Piatra Streiului, constituite din «blocuri mari de roce cristaline verzi, de calcare mesozoice, de cuarț, de Gresie de Uzu și de Hornsteine din Stratele de Tisaru», sînt considerate de SAVA ATHANASIU ca Oligocen inferior.



Vom vedea mai departe că acest punct de vedere nu concordă cu cel actual, întrucât conglomeratele de mai sus sînt intercalate normal în baza Stratelor de Caşin şi deci nu pot fi socotite decît ca Eocen inferior.

În ceea ce priveşte Oligocenul, SAVA ATHANASIU consideră că în V. Putnei este caracteristică « prezenţa deasă a conglomeratelor verzi în diviziunea şisturilor menilitice ».

Tot în anul 1908, G. BOTEZ (28) cercetează zona Flişului paleogen din Jud. Putna şi determină în această zonă prezenţa Eocenului şi a Oligocenului.

Eocenul este reprezentat prin calcare silicioase, gresii micacee cenuşii, asemănătoare Gresiei de Uzu, şisturi marnoase cu Fucoide şi gresii cu hieroglife.

Oligocenul este constituit din şisturi disodilice cu intercalaţii de silex — menilit — şi din Gresie de Tiseşti.

După observaţiile făcute la Coza, în V. Putnei şi la Nereju, în V. Zăbala, BOTEZ constată că « marginea de E a Flişului paleogen este şariată peste Saliferul miocen, iar prezenţa izvoarelor sărate şi a masivelor de sare în plină zonă a Flişului (izvor sărat în P. Lepşei, masiv de sare în V. Zăbalei sub curmătura Pietrosu, masiv de sare în V. Bălosu) ne arată că Flişul paleogen formează o pînză de supracutare, ce acoperă Saliferul miocen, care apare în ferestre în mijlocul zonei Flişului ».

Cîţiva ani mai tîrziu, în 1912, G. BOTEZ reia cercetările în bazinul Putnei şi confirmă rezultatele la care ajunsese în 1908 (29). De data aceasta Oligocenul este prezentat ca fiind constituit, în afară de şisturi menilitice şi Gresie de Tiseşti, şi din « straturi de conglomerate foarte dure, formate din roce verzi ».

Este, de altfel, confirmarea observaţiilor făcute în 1908 de SAVA ATHANASIU, care în V. Putnei constatare aceste conglomerate « pretutindeni intercalate în şisturile menilitice ».

Din V. Lepşei, G. BOTEZ citează un mic bloc de conglomerat mărunţ cu fragmente de roce verzi şi cu fragmente de fosile. Este foarte probabil vorba de intercalaţiile de « lumachelle » din baza Oligocenului, observate de noi în V. Putnei, mai la vale de P. Mărului şi sub Piatra Scrisă şi cunoscute din V. Oituzului la Hîrja şi Piatra Runcului.

Originea conglomeratelor verzi a fost foarte mult discutată de cercetătorii romîni şi polonezi.

Cu referire specială la regiunea cuprinsă între Putna şi Buzău, menţionăm deocamdată pe MRAZEC, care în 1908 (95), le considera de origine dobrogeană şi le explica prin remanierea horstului dobrogean « împins sub regiunea arcului carpatic ».

Pînzele de supracutare ale Carpaţilor « s'ar fi revărsat asupra lui în timpul Terţiarului, formînd conglomeratele în chestiune şi ascunzîndu-l în adîncime ».



În 1910, I. SIMIONESCU (151), comparînd șisturile verzi din conglomeratele dela Bîrsești cu cele dela Baspunar și Peceneaga, ajunge la concluzia că sînt identice și adaugă acest fapt « la probabilitatea unei origini comune care nu poate fi explicată decît prin prelungirea Munților Dobrogei spre NW. Marea frecvență a acestor conglomerate verzi în arcu carpatice, este o probă în plus în sprijinul acestei ipoteze ».

În anul 1912, Munții Vrancei sînt cercetați și de HORIA GROZESCU (62). El constată existența unei pînze marginale, încălecată la W de pînza internă.

Pînza marginală este alcătuită din Eocen și Oligocen, formațiuni în care GROZESCU constată intercalațiuni destul de dese și la diferite nivele de conglomerate verzi breciforme. Această constatare îl duce la concluzia că « sedimentația a fost continuă din Eocen pînă la finele Oligocenului și că sorgintea din care au provenit rocele verzi din conglomerate (țărniș sau insule) a fost neconținut deschisă și supusă abraziunii, în tot timpul duratei mărilor eocene și oligocene ».

Pînza marginală încăleacă, după GROZESCU, peste formațiunea saliferă.

În sprijinul acestei afirmații, acest autor citează o serie de ferestre de Salifer, unele sigure: P. Hîjmei, P. Mișina, P. Verde, P. Bălosul, V. Cășăriei sub Muntele Coza, Rîul Putna la Vama Putna, P. Coza și altele probabile: sub Vf. Betegosul în Zăbala, sub Vf. Arișoia și în satul Herestrău.

Pînza marginală cuprinde doi solzi separați de o linie orientată aproximativ N—S și care ar trece prin gura P. Brusturosul, pe la E de Condratu și Sburătura și s-ar continua spre S prin șeaua dintre Munții Arișoia și Păișele. Menționez în mod special această linie, deoarece după cum vom vedea, ea corespunde cu o linie de demarcație între două faciesuri de Eocen.

Pînza internă care încăleacă la W peste Pînza marginală, este constituită din « marne bariolate roșii-vișinii, uneori grezoase, după care urmează apoi o gresie masivă, micaferă, lipsită de fosile (Gresia de Siriu, după MRAZEC și VOITEȘTI) ».

În sprijinul încălecării, H. GROZESCU consideră ca foarte interesantă apariția unui masiv de sare, exploatat de localnici, într-o scursură de sub Vf. Gorul.

Un an mai tîrziu, în 1913, sînt reluate cercetările în Jud. R. Sărat de către ȘT. MATEESCU (83).

Pe linia Vf. Stejicul—Piatra Neculele—Purcelul, el întîlnește depozite paleogene, reprezentate prin șisturi disodilice bituminoase cu eflorescențe de sulfati, șisturi menilitice negre și Gresie de Kliwa, pe care le atribuie Oligocenului.

În urma unei excursii făcută în 1914 sub conducerea prof. SAVA ATHANASIU, MATEESCU recunoaște că, în afară de depozitele oligocene menționate, pe aceeași linie Vf. Stejicul—Purcelul, apar în bază și depozite eocene, reprezentate prin gresii și marne cu Fucoide (84). În același timp constată că Flișul paleogen este încălecat peste formațiunea saliferă, fapt dovedit prin observațiile făcute în



P. Sărăţelul şi de-a lungul Culmei Piatra Neculele—Stejicul, precum şi prin petece de Fliş eocenice, care «repauzează pe Salifer ca nişte klippe fără rădăcină».

În 1915, tot MATEESCU (85), revizuiind observaţiile sale anterioare, găseşte că depozitele Paleogenului, care formează marginea munţilor, sînt reprezentate prin Eocen, alcătuit din marne dure cu Fucoide, calcare litografice, gresii şi conglomerate mărunte şi prin Oligocen alcătuit din marne grezoase, conglomerate verzi, şisturi menilitice şi Gresie de Măgura.

În 1927, cu ocazia susţinerii tezei de doctorat, MATEESCU a prezentat un studiu complet asupra Paleogenului din partea externă a curbării sud-estice a Carpaţilor, dar asupra acestei lucrări vom reveni mai tîrziu.

Tot în anul 1915, G. MACOVEI (76) lucrînd în V. Buzăului, între Păltineni şi Cislău, atribuie depozitele paleogene întîlnite, Eocenului şi Oligocenului.

Eocenul este constituit din marne nisipoase cu structură curbicorticală, cu hieroglife şi cu rare intercalaţiuni de gresii fine, micaferă, în plăci subţiri.

Oligocenul este reprezentat prin etajul şisturilor menilitice şi al Gresiei de Kliwa, prezentînd particularitatea că «Gresia de Kliwa este dezvoltată mai mult la partea inferioară a etajului».

Ca şi alţi cercetători de mai tîrziu, G. MACOVEI consideră pachetul flişoid, intercalat între cele două orizonturi de Gresie de Kliwa (Strate de Podu Morii *stricto sensu*), ca fiind de vîrstă eocenă, de unde şi concluzia că Gresia de Kliwa invadează Oligocenul inferior.

În lucrarea sa de sinteză din 1927, asupra Carpaţilor Orientali (79), G. MACOVEI subliniază schimbările de facies care au loc în Eocen şi Oligocen, atît în sens transversal cît şi în sens longitudinal.

Astfel, în Eocen se poate vorbi de un facies marnos la marginea externă a Flişului şi de unul grezos în zona cea mai internă, între cele două faciesuri extreme existînd tranziţii gradate.

Stratele de Pasieczna, Stratele de Doamna, Stratele de Popiele, Stratele de Tg. Ocna, calcareo-marnoase sau marnoase, ar reprezenta faciesul extern pe care prof. G. MACOVEI îl denumeste «facies marginal».

Gresia de Moineşti a lui TEISSEYRE şi parte din Gresia de Fusaru a lui POPESCU-VOITEŞTI, ar reprezenta un facies de tranziţii grezos-marnos, iar Gresia de Tarcău, cu corespondentul său din Galiţia occidentală — Gresia de Ciezkowicz — ar reprezenta un facies intern grezos.

Oligocenul cu cele trei orizonturi ale sale: Stratele de Bisericiani, şisturile disodilice (cu menilite în bază) şi Gresia de Kliwa, prezintă schimbări de facies, care, spre deosebire de Eocen, sînt vizibile mai ales în sens longitudinal.

Schimbările de facies în sens transversal nu se pot urmări, pentru că «zona de dezvoltare a formaţiunilor oligocene corespunde jumătăţii externe a zonei Flişului, denumită obişnuit zona marginală.» Pe marginea internă, apariţiile



de Oligocen sînt sporadice, ele au fost distruse de eroziune, și acolo unde se văd (Tg. Secuiesc și Brețcu), ele prezintă un Oligocen care începe la bază cu conglomerate grosiere, cu elemente de origine carpatică (5, 79).

Vom vedea mai departe că, în ceea ce privește variațiunile de facies în sens transversal ale Oligocenului, tocmai acestea apar mai evidente în zona Flișului dintre Putna și Buzău, ele fiind comparabile cu variațiunile constatate în Eocen și în Oligocenul Carpaților polonezi.

Descriind variațiile de facies în sens longitudinal, G. MACOVEI remarcă în V. Buzăului un angrenaj între faciesul Oligocenului cu Gresie de Kliwa cunoscut în Moldova și faciesul marnos și grezos al Stratelor de Polanica: «alternanțe repetate de șisturi disodilice și marne cenușii, de Gresii de Kliwa și gresii micacee cenușii, uneori galben-verzui, șistoase, cu structură curbicorticală». Aceste marne și gresii micacee curbicorticală, foarte asemănătoare Eocenului, fuseseră considerate, în 1915, ca Eocen și determinaseră pe G. MACOVEI pe de o parte să remarce invadarea Gresiei de Kliwa în orizontul de sub ea, iar pe de altă parte să interpreteze zona de Paleogen din Buzău ca fiind cutată «sub formă de anticlinale aplecate spre SE sau sub formă de solzi scurți, încălecați tot în același sens».

În ceea ce privește conglomeratele verzi, G. MACOVEI remarcă prezența lor în Oligocen și anume în partea superioară a orizontului de șisturi disodilice și în orizontul Gresiei de Kliwa. În amîndouă aceste orizonturi, conglomeratele ar avea o dezvoltare locală.

Cît despre vîrsta depozitelor oligocene, este interesant faptul că G. MACOVEI, considerînd orizontul șisturilor disodilice ca Oligocen mijlociu, iar orizontul Gresiei de Kliwa ca Oligocen superior, atribuie Oligocenului inferior o parte din Gresia de Tarcău și se întreabă dacă nu chiar întregul orizont al Gresiei de Tarcău și partea superioară a Eocenului în facies marginal, n-ar putea fi atribuite Oligocenului inferior.

Regiunea Lopătari—Ivăn_ețu a fost cercetată în 1923 de O. PROTESCU (143). După acest autor, Eocenul este alcătuit din gresii conglomeratice verzi, gresii micacee cu structură curbicorticală și cu herioglife, șisturi argilo-marnoase și marne cu Fucoide. Vîrsta bartoniană a acestor depozite este dată de prezența Orbitoidelor în gresii.

Oligocenul din această regiune este format din conglomerate breciforme, șisturi marno-argiloase cu eflorescențe de sulfați, șisturi argiloase negre, bituminoase, intercalațiuni de menilite și Gresii de Kliwa.

Sub șisturile din Vf. Brazău, O. PROTESCU descrie Gresia de Fusaru. Este desigur vorba de Gresia de Buștea care, petrograficește, amintește variațiuni ale Gresiei de Fusaru, dar care este de vîrstă aquitaniană.

În 1927, ȘT. MATEESCU își trece teza de doctorat cu subiectul: «Cercetări geologice în partea externă a curburei sud-estice a Carpaților romîni» (86). Dezvoltînd rezultatele comunicate cu caracter preliminar în anii 1913—1915,



MATEESCU ajunge la următoarele concluzii în legătură cu zona de Fliş studiată:

Flişul cercetat se încadrează în Zona marginală așa cum a fost separat de S. ATHANASIU, MRAZEC și TEISSEYRE, MRAZEC și VOITEȘTI. În constituția sa intră Eocenul și Oligocenul.

a) Eocenul constituit din marne și gresii calcaro-marnoase și cu intercalațiuni de conglomerate cu elemente verzi, apare sub forma a două benzi: una, externă, în regiunea Vf. Piatra Neculele—Vf. Urzicăriei și alta, internă, dezvoltată la W de sinclinalul de Oligocen ce trece prin Vf. Piatra Neculele—Carîmbu—Cucurbata Mare.

În ambele benzi, ȘT. MATEESCU împarte Eocenul în 3 orizonturi și anume: Orizontul marnelor vărgate inferioare, Orizontul mijlociu calcaros și Orizontul superior al Stratelor cu hieroglife.

În banda internă, ȘT. MATEESCU menționează în Orizontul superior, prezența unei gresii fine care amintește Gresia de Lucăcești și în Orizontul mijlociu, prezența unei gresii grosiere, micacee, care « amintește faciesul Gresiei de Tarcău (SAVA ATHANASIU) sau al Gresiei de Fusaru (P. VOITEȘTI) ».

Orizontul marnelor vărgate inferioare ar reprezenta « depozite terigene marine pentru că ele alternează cu marne cu Fucoide a căror origine marină e indiscutabilă ». Materialul remaniat ar proveni din laterite formate pe ariile continentale în zonele cu climat fluvial optim. Prin analogie cu stratele vărgate din Bazinul Transilvaniei, ȘT. MATEESCU consideră orizontul inferior de vîrstă paleogenă.

Orizontul mijlociu ar reprezenta un facies neritic cu treceri dese spre cel litoral. Prezența Nummuliților și a Coralierilor denotă condițiuni mai prielnice dezvoltării vieții. Gresia de Tarcău reprezintă « un facies de coastă a cărei dezvoltare a fost mai mare în zona insulară de creastă a Carpaților și mai redusă în zonele mai depărtate, unde nu se putea forma decît probabil în jurul unor insule sau funduri ridicate, stîlcoase ».

Orizontul superior reprezintă un facies neritic cu treceri laterale și pe verticală, de la rocele pelitice la cele psefitice « ceea ce dovedește că depunerea marnelor vărgate nu s-a făcut în zone bathyale ci în zone neritice, legate de curenți de fund, cu o sedimentație intensă de mîl adus de pe continent ».

Culoarea roșie ar fi datorită materialului adus de pe continent prin remanierea marnelor roșii senoniene sau a argilelor lateritice « incomplet remaniate în epocile anterioare ».

După ce face o comparație cu Eocenul polonez, ȘT. MATEESCU conchide că « succesiunea orizonturilor din seria eocenă, precum și condițiile de geneză a lor, se păstrează în tot Flișul carpatic din România și Polonia, cu aceleași caractere generale și adeseori cu aceleași caractere speciale ».

b) Oligocenul, răspîndit tot în 2 benzi sinclinale, cuprinde, după MATEESCU, 3 orizonturi: un orizont inferior al marnelor inframenilitice, constituit din



marne nisipoase vinete-verzui cu rare intercalații de conglomerate verzi calcaroase; un orizont mijlociu al șisturilor menilitice, alcătuit din șisturi menilitice, șisturi disodilice și marne silico-calcaroase brun-negricioase; un orizont superior, cu Gresii de Kliwa.

Această împărțire a Oligocenului nu concordă cu cea adoptată astăzi de majoritatea geologilor, orizontul inferior al marelui inframenilitic fiind trecut la Eocen. MATEESCU adoptă orizonturile separate de GROZESCU în Bazinul Tazlăului (63) și consideră orizontul marelui inframenilitic de vîrstă oligocen-inferioară, pe baza Nummuliților și Orbitoizilor citați de PROTESCU la Șotriile—Breaza (142). Orizontul șisturilor menilitice este considerat ca Oligocen mijlociu, pe baza faunei citată în literatura geologică.

În privința modului de formare, este de acord cu D. PREDA că șisturile menilitice ar reprezenta « un facies neritic depus într-o mare rece nordică — geosinclinalul oligocen — » și cu SAVA ATHANASIU care, pe baza observațiilor lui N. COSMOVICI pe țărmul Mării Negre, conchide că șisturile menilitice « sînt formate la o mică adîncime, sub un regim lagunar, unde s-au putut dezvolta o microfaună și o microfloră bogată ». În sprijinul acestei ipoteze, MATEESCU citează și conglomeratele verzi întîlnite, afirmînd că « variațiuni pe verticală așa de brusce și numeroase dela menilite la conglomerate nu se acordă nici într-un caz cu un regim de mare adîncă » iar forma lenticulară a conglomeratelor din V. Coita « denotă un regim litoral, poate chiar deltaic, intercalat regimului lagunar ori neritic ».

În ceea ce privește orizontul superior al Gresiei de Kliwa, MATEESCU crede că această formațiune ar putea reprezenta un facies de dune de coastă, total sau parțial, în sensul arătat de MRAZEC (94) și SAVA ATHANASIU (15).

La sfîrșitul Oligocenului, o parte din regiunile ocupate de Marea oligocenă nordică a fost exondată, așa că Mediteraneanul, « s-a depus într-o mare ce se întindea numai în marile zone sinclinale ale Flișului ».

Din punct de vedere tectonic, MATEESCU ajunge la concluzia că zona marginală a Flișului încalecă peste zona pericarpatică, încălecarea « transformîndu-se uneori în adevărat șariaj pe o suprafață largă de peste 2 km ». Șariajul ar fi avut loc « posterior stratelor mediterane cu tuf dacitic ».

Indiferent de vîrsta masivelor de sare, MATEESCU constată că Flișul din P. Sărățel, « încalecă atît peste conglomerate cît și peste marnele roșcate ori cenușii cu gipsuri (sare roșie) și chiar peste stratele cu tuf dacitic ale Mediteraneanului zonei pericarpatic ».

Concluzia sa în această privință este categorică: « șariajul a avut loc în timpul Tortonianului, în partea lui inferioară ».

Cu oarecare modificări, observațiunile făcute de MATEESCU cu privire la Paleogenul din regiunea de curbura a Carpaților, rămîn încă și astăzi în cea mai mare parte valabile. Mult mai diferite de punctele actuale de vedere, sînt însă observațiile sale din 1928—1929, în legătură cu structura geologică a Flișului din V. Putnei (87).



Potrivit concepțiilor existente la data comunicării sale, MATEESCU consideră Flișul din V. Putnei ca reprezentînd Zona mediană și în constituția acestei zone, descrie următoarele formațiuni:

Cretacicul inferior (Barremian) este constituit din conglomerate verzi la partea inferioară și din șisturi argilo-silicioase la partea superioară. Conglomeratele verzi, de 70—80 m, sînt conglomeratele noastre eocen-inferioare (Conglomerate de Piatra Streiului), iar șisturile argilo-silicioase (= Strate de Audia după MATEESCU), deschise între Piatra Streiului și P. Ciuta, sînt Stratele de Cașin.

Senonianul = Strate de Tisaru *str. s.*, cuprinde orizontul marnelor silicioase și al silexurilor roșii și verzi la partea inferioară și orizontul calcarelor silicioase cenușii și al marnelor cu Fucoide la partea superioară.

Eocenul cuprinde un orizont inferior cu Gresia de Tarcău și un orizont superior cu marne vărgate roșii și verzi (citată de SAVA ATHANASIU în P. Greșului). Această subîmpărțire nu mai poate fi susținută astăzi, întrucît orizonturile citate de MATEESCU, aparțin la două subunități tectonice diferite.

Oligocenul este subdivizat ca și în zona Flișului din R. Sărat, în 3 orizonturi: un orizont inferior cu marne nisipoase negricioase-verzui, conglomerate verzi și gresii silicioase slab calcareose, un orizont mijlociu cu menilite, șisturi disodilice și conglomerate verzi brecifiate și un orizont superior cu Gresie masivă de Kliwa și cu intercalațiuni subțiri de marne nisipoase și conglomerate verzi. Nici această împărțire a Oligocenului nu mai coincide cu cea actuală, deoarece orizontul inferior este considerat eocen.

Miocenul mediteranean, constituit din marne vinete-negricioase, șisturi grezoase roșietice, conglomerate verzi, gipsuri secundare, argile și brecii cu sărătură, apare în sinclinale strivite de Eocen (V. Lepșa) sau Oligocen (V. Mărului).

Prezența acestor sinclinale de Miocen s-ar explica, după MATEESCU, prin pătrunderea apelor miocene în interiorul Flișului după o perioadă de eroziune importantă, iar sedimentele respective au fost depuse transgresiv, cînd peste Eocen, cînd peste Oligocen. Odată cu mișcările din Miocenul superior, aceste sinclinale au fost prinse și strivite între cutele Flișului.

Prin această explicație, MATEESCU respinge interpretarea în pînză a Zonei marginale așa cum era prezentată de S. ATHANASIU, G. BOTEZ și H. GROZESCU și pune în discuție chiar problema mare a pînzelor carpatice, așa cum fuseseră stabilite pînă la data comunicării sale.

În 1932, G. MURGEANU și M. G. FILIPESCU (102), studiind Flișul din regiunea de curbură a Carpaților, ajung la concluzia că în această regiune se pot deosebi 2 pînze:

1. Pînză marginală, constituită din Senonian, Eocen marnos și Oligocen, avînd ca autohton, Aquitanianul. Această pînză cuprinde o digitație superioară limitată la E pe marginea actuală a Flișului și una inferioară care s-ar întinde



pînă la marginea platformei Vorlandului. Vîrsta Pinzei marginale ar fi post-aquitaniază, dar accidentul care a provocat formarea digitațiilor ar fi post-helvețiană.

2. O zonă mediană, cu caracter de pînză = Pinza Gresiei de Tarcău, constituită din Senonian, Eocen grezos și Oligocen, ar fi fost decolată în post-helvețian, din zona internă, unde era aria ei de sedimentare și încălecată apoi peste Pinza marginală.

Date asupra stratigrafiei formațiunilor care intră în alcătuirea celor două pînze nu avem, întrucît comunicarea respectivă nu a fost publicată. Relațiunile menționate mai sus în legătură cu tectonica, sînt luate din lucrarea lui I. BĂNCILĂ (22).

În același an, 1932, M. G. FILIPESCU publică un studiu petrografic detaliat al Stratelor de Tisaru din V. Putnei (50).

Sub această denumire, M. G. FILIPESCU descrie între Piatra Ciutei și Plaiul Noveșelor o serie de depozite cutate sub forma unui anticlinal, cu conglomeratele din Piatra Streiului în ax. Anumite intercalații de roce marno-calcaroase sau marno-argiloase, prezintă accidente silicioase sub formă de concentrări de silice cu «treceți gradate dela roca marno-calcaroasă ori marno-argilooasă, la accidentul silicios». Originea silicei ar fi organică și anume în numeroasele organisme silicioase întîlnite în rocele Stratelor de Tisaru.

Șisturile negre din complexul Stratelor de Tisaru nu pot fi echivalate cu Stratele de Audia — așa cum le considera MATEESCU (87) — din motive petrografice și faunistice.

Bazat pe resturile organice întîlnite (Inocerami și Nummuliti) și pe raporturile cu Oligocenul, M. G. FILIPESCU consideră că «acest complex stratigrafic — Complexul de Tisaru — reprezintă o serie continuă de depozite mergînd dela Senonian pînă la Oligocen».

În anul 1935, M. G. FILIPESCU prezintă un studiu al regiunii dintre Teleajen și Slănic — Bîsca Mare (51). În această regiune el separă în Fliș, următoarele zone:

a) Zona internă a Flișului, constituită din depozite albiene (cu 3 orizonturi: orizontul marno-grezos, orizontul grezos-conglomeratic și orizontul Conglomeratelor de Zăganu, cu insule de calcare cu Caprotine în bază), depozite senoniene (marne roșii și cenușiu-albicioase cu Rosaline și Inocerami, marne roșii și verzi cu Foraminifere și Radiolari, marne negre, șistoase, bituminoase cu Foraminifere, tufuri vulcanice) și depozite paleogene de tip Șotriile.

b) Zona mediană a Flișului, cu 2 unități: Subzona de solzi și Pîntenul de Homoriciu.

1. Subzona de solzi este constituită din:

Albian (orizontul marno-grezos);

Senonian: marne roșii cu Rosaline (*Rosalina linnēi* D'ORB. și *Rosalina stuarti* J. DE LAPP.), marne cenușiu-albicioase, intercalații de pietrișuri cu

elemente de feldspat roșu, apoi șisturi negre silicioase. Mai puțin numeroase în V. Siriului, Șisturile negre ajung să constituiască aproape în întregime Senonianul din V. Buzăului. Aceste Șisturi negre sînt considerate, prin analogie cu cele dela Covasna, de vîrstă senoniană.

Eocen: depozite de tip Șotriile și gresii de tip Fusaru—Tarcău. Aceste 2 tipuri de depozite reprezintă 2 faciesuri laterale, contemporane ale Eocenului.

Oligocen și Aquitanian, cu sedimente identice cu cele descrise la W de Teleajen (49).

2. Pintenul de Homorîciu este constituit din:

Senonian cu marne roșii și cenușii, la Homorîciu.

Eocen de tip Fusaru—Tarcău: gresii micacee cu hieroglife și Fucoide, gresii micacee grosiere, bancuri de conglomerate și intercalații de marne verzui sau roșii.

Oligocen: șisturi bituminoase cu Pești, accidente silicioase și Gresii de Kliwa.

Aquitanian: șisturi bituminoase, gresii glauconitice, conglomerate și gipsuri.

c) Zona externă a Flișului (Pintenul de Văleni), constituită din:

Eocen: gresii micacee cu hieroglife și Fucoide, marne roșii sau negricioase și conglomerate verzi cu Nummuliti.

Oligocen: șisturi bituminoase, diatomite, accidente silicioase și Gresii de Kliwa. Procesul de menilitizare este mai accentuat la E de Buzău.

În baza Pintenului de Văleni, la Nehoiu, se constată existența Eocenului de tip Fusaru—Tarcău, Eocen caracteristic pentru Pintenul de Homorîciu.

Sprijinindu-se pe aceste observații, M. G. FILIPESCU crede că cei 2 pinteni împreună cu zona de solzi, aparțin aceleiași unități tectonice și anume Pinzei mediane. De sub această pînză ar apărea la Cătina, Pătîrlage, Murătoarea și Lunca—Lopătari, depozite aquitaniene (marne, gresii cu gips și sare), care ar aparține Autohtonului.

d) În ceea ce privește masivele de sare, M. G. FILIPESCU le consideră aquitaniene și le grupează în două categorii: unele, cu învelișul alcătuit din material de Fliș (Bertea—Vulpea, Slănic—Prahova, Lunca—Lopătari), altele, cu învelișul format din material exotic, de natură extracarpatică (șisturi verzi și șisturi cristaline, granite roșii, calcare mesozoice, etc.). În această categorie intră Masivele Lopătari—Săreni, Pietrari—Punga, Rușavăț—Bădila, Lapoș—V. Unghiului.

Din punct de vedere tectonic, regiunea prezentată de FILIPESCU cuprinde Pinza internă, care corespunde zonei interne a Flișului și Pinza mediană, alcătuită din zona de solzi, Pintenul de Homorîciu și Pintenul de Văleni. Pinza marginală așa cum a fost definită în 1932, împreună cu G. MURGEANU, n-a mai putut fi reprezentată la S de Zăbala.

Punerea în loc a pînzelor a avut loc după depunerea Aquitanianului cu masive de sare. Sarea depusă în Aquitanianul pînzelor a fost dizolvată, spălată



de precipitațiuni atmosferice și de apele aduse de transgresiunea burdigaliană, iar cea depusă pe Autohton, protejată de pînzele Flișului și depozitele Neogenului, a fost puternic afectată în mișcările post-levantine și scoasă la suprafață sub forma de masive însoțite de o brechie tectonică.

Într-o lucrare revizuită și extinsă ceva mai spre N (52) M. G. FILIPESCU publică, în 1937, următoarele precizări cu privire la stratigrafia și tectonica regiunii dintre Teleajen și Bîsca Mică:

1. Șisturile negre dela Covasna conțin intercalații de gresii calcaroase cu *Rosalina stuarti* J. DE LAPP., formă senoniană. Prezența acestei forme, precum și intercalațiile de gresii groșiere cu elemente de feldspat roșu din Șisturile negre deschise la Zagon și în P. Dămăcușa, constituiesc argumente în sprijinul vîrstei senoniene a Șisturilor negre. Ele confirmă observațiunile lui D. PREDA și I. BĂNCILĂ, susținute cu argumente de ordin stratigrafic (19, 140).

2. Stratele de Șotriile conțin uneori Rosaline și trec gradat la marnele roșii senoniene; ele ar reprezenta Paleocen—Eocenul inferior.

Între V. Bîsca fără cale și V. Sîriului, Gresia de Tarcău, uneori conglomeratică, conține blocuri remaniate din Stratele de Șotriile. Între Sîriul Mic și Gîlma, Senonianul suportă Stratele de Șotriile, iar acestea sînt acoperite de Gresia de Tarcău—Fusaru. Aceste observațiuni îl fac pe FILIPESCU să conchidă că Gresia de Tarcău—Fusaru, « e mai recentă decît Stratele de Șotriile și nu sincronă » cum afirmase în 1935.

3. Complexul Stratelor cu hieroglife conține adesea, la E de Teleajen, intercalații foarte subțiri de menilite și Gresii de Kliwa, ceea ce ar pleda pentru o vîrstă oligocenă a sa. În alte părți (Lunca—Nuc, Colți—Ploștina), conține gresii și conglomerate mărunte cu Nummuliți și Orbitoide, deci argumente pentru vîrsta eocenă. Din cauza acestor observațiuni contradictorii și neconcludente, FILIPESCU atribuie în mod provizoriu complexului Stratelor cu hieroglife o « vîrstă intermediară Eocen superior — Oligocen inferior ».

4. Concluziile referitoare la masivele de sare și tectonică sînt cele publicate în 1935. Ideia că Pintenul de Homorîciu și cel de Văleni aparțin aceleiași unități tectonice, este întărită de faptul că în V. Buzăului și Bîsca Mare lipsesc raporturi anormale între cei 2 pinteni, cel de Văleni ocupînd « normal o poziție superioară ».

Comparînd această regiune cu V. Zăbalei, unde apare și a treia pînză, mai externă — Pînza marginală — FILIPESCU conchide că « Pintenul de Homorîciu și Pintenul de Văleni reprezintă Pînza mediană a Flișului ».

Într-o serie de lucrări publicate între 1933 și 1944, M. G. FILIPESCU pune remanierea materialului exotic în Senon—Paleogenul Zonei marginale, ca și prezența acestui material în învelișul unor masive de sare, pe seama unei cordiliere situată la periferia Carpaților — Cordiliera pericarpatică —.

Apariția acestei cordiliere este legată de fazele de orogeneză post-cenomaniană și în legătură cu ea, acest autor explică apariția mineralizărilor dela

exteriorul Carpaţilor şi chiar tufurile vulcanice din Senon-Levantin, produse ale unui vulcanism extracarpatic.

În studiul său asupra chihlimbarului din România, O. PROTESCU publică în 1937 (145) o serie de date privind geologia regiunii cuprinsă între Văile Buzău şi Slănic.

După PROTESCU, regiunea cercetată dintre Buzău şi Slănic, aparţine Zonei marginale a Flişului şi cuprinde următoarele formaţiuni:

Senonianul — marne cenuşiu-albăstrui sau roşietice cu intercalaţii de gresii micacee cu Foraminifere (*Globigerina*, *Rosalina linnéi* D'ORB.) — afleurează în V. Hirboca, în contact anormal cu seria marno-grezoasă a Eocenului.

Eocenul apare sub formă de benzi şi anume:

În interiorul Zonei marginale, un Eocen dezvoltat în regiunea Muşa Mare, constituit din marne cenuşii satinate, şisturi marnoase cenuşii-albicioase şi intercalaţii de gresii micacee cu hieroglife.

În partea mediană a Zonei marginale, 2 benzi (cea mai externă între Păltineni şi Poiana Țigăncei), al căror Eocen este constituit din gresii conglomeratice cu mici elemente de roce verzi şi cu Nummuliţi, gresii fine micacee cu hieroglife şi Fucoide şi intercalaţii de argile, marne şistoase şi gresii micacee cu *Nodosaria*.

În partea externă a Zonei marginale (Muntele Măceşu, Ivăneţul), Eocenul este alcătuit din marne şistoase negricioase-verzui, gresii micacee cu hieroglife, gresii conglomeratice cu elemente verzi cu Nummuliţi şi Orthophragmine şi gresii curbicortice cu vine de calcit.

Din cauza bogăţiei de resturi organice a Eocenului din cuprinsul regiunii cercetate, PROTESCU ajunge la concluzia că o «clasificare a Zonei marginale în facies intern, median şi marginal, după frecvenţa sau absenţa fosilelor, n-ar putea fi susţinută».

Oligocenul cuprinde trei subdiviziuni:

Oligocen inferior (Lattorfian): marne nisipoase în alternanţă cu marne foioase cenuşiu-negre, cu ripple-marks şi hieroglife. Deschideri la gura Piriului Vineţu, în contact anormal cu gipsurile helveţiene în prelungirea estică a Cuvetei de Drajna.

Oligocen mijlociu (Ruppelian): şisturi menilitice, şisturi disodilice cu solzi de Peşti, marne cenuşiu-închise cu dungi fine nisipoase, argile şistoase cenuşiu-negricioase şi gresii nisipoase galben-brune, uneori albicioase (Facies de Kliwa), în bancuri subţiri. În regiunea Pătârlage—Sibiciu, complexul menilitic este reprezentat prin diatomite, care «reprezintă formaţiuni litorale cu caracter lagunar».

Oligocen superior (Chatian): Gresii de Kliwa şi argile şistoase. În regiunea Lopătari, Gresia de Kliwa trece gradat, prin intermediul unui pachet de disodile, la seria aquitaniană.



Din punct de vedere tectonic, OTTO PROTESCU consideră zona Flișului marginal cercetată, ca fiind formată «dintr-o serie de solzi eșalonați dela interior spre exterior și încălecându-se în aceeași direcție». Marginea externă a Flișului ar fi constituită dintr-o serie de mici piteni, orientați nord-est—sud-vest, între care sînt citați pitenul dela Malul Alb, și pitenul dela Valea Lupului.

Tot în 1937, cu ocazia prezentării în manuscris a hărții geologice a regiunii Vrancea (Jud. Putna), MATEESCU publică și un text asupra regiunii respective (88) din care, în esență, extragem următoarele:

Flișul din Munții Vrancea aparține la 2 unități tectonice și anume:

1. Unitatea zonei Gresiei de Tarcău, constituită din: Șisturi negre barre-miene analoage cu cele dela Covasna la bază și Gresie de Tarcău (Fusaru) la partea superioară. Blocurile cu *Ervilia podolica* rulate în P. Lepșa, ar reprezenta lambouri transgresive de Sarmațian.

2. Unitatea Zonei marginale, alcătuită din:

Șisturi negre = Strate de Tisaru, barre-miene (marne silicioase negre, silexuri verzi, albastre, cenușii, conglomerate cu elemente verzi); lame sinclinale de Senonian (argile silicioase și silexuri roșii, calcare silicioase cu conglomerate verzi, marne cu Fucoide, gresii);

Eocen (argile grezoase roșii-verzi = Stratele bariolate, marne albastre, gresii, conglomerate verzi cu Nummuliti, gresii de tip Tarcău subțiri și gresii curbicorticele);

Oligocen (marne, gresii silicioase negre și conglomerate = Strate de Biscricani; șisturi disodilice, menilite, conglomerate verzi și Gresii de Kliwa);

Mediterraneanul (cu masive de sare, conglomerate burdigaliene, argile grezoase roșii, marne și argile cu gips, etc.), apare sub formă de sinclinale și nu de ferestre tectonice.

Tectonește, zona Gresiei de Tarcău încălecă peste Zona marginală — ceea ce explică conturul său în regiunea Munților Macrădeu și Giurgiu — iar Zona marginală, este încălecată la rîndul ei peste Mediterraneanul zonei pericarpitice (dovadă klippele de șariaj dela Coza, Măgura Spinești).

Într-o lucrare publicată un an mai tîrziu, în 1938 (89), MATEESCU se ocupă din nou de complexul Șisturilor negre din V. Putnei. Acest complex este descris ca fiind alcătuit din marne silicioase negre, uneori foioase și bituminoase, silexuri verzui-negrice sau liliachii și intercalații de gresii conglomeratice verzi. Tot complexul formează o zonă anticlinală, cu conglomeratele din Piatra Streiului în ax. Pe flancul de E, între Piatra Streiului și Piatra Ciutei, Șisturile negre au o grosime de cca 800 m. Flancul vestic pînă la gura Pîrîului Brusturoasa, este recutat și în sinclinalele sale secundare este păstrat Senonianul: argile silicioase și silexuri roșii vîrgate cu verde, calcare cu conglomerate breciforme verzi și marne cenușii cu Fucoide.

Zona anticlinală de Șisturi negre este acoperită pe flancuri de Eocen roșu.



În ceea ce priveşte vîrsta Şisturilor negre, MATEESCU nu se declară de acord cu G. MACOVEI (Stratele de Tisaru de vîrstă senoniană în V. Oituzului), M. FILIPESCU (Stratele de Tisaru = Senonian-Eocen) şi D. PREDA (Stratele de Tisaru = Stratele de Audia—Şipote = facies marginal al marnelor roşii senoniene) şi menţine părerea exprimată în 1929 (87), anume că Şisturile negre sînt de vîrstă barremiană, aşa cum le considerase mai înainte SAVA ATHANASIU (16). Ca o consecinţă a acestui punct de vedere, el admite că remanierea Şisturilor verzi de tip dobrogean, a început în Barremian.

În anii 1938—1939, N. ONCESCU ocupîndu-se de regiunea dintre Buzău şi Slănic şi anume într-o publicaţie tratînd despre masivul de sare dela Budeşti (113), atrage atenţiunea mai întîi asupra unei ferestre tectonice în cuprinsul « zonei marginale » a Flişului, fereastră în care apare diapir masivul respectiv şi apoi asupra încălecării de 4—5 km a Flişului peste Salifer.

În anii următori, 1939—1940, N. ONCESCU prezintă rezultatul cercetărilor întreprinse în zona paleogenă dintre Bîsca Chiojdului şi Bîsca Mică (114).

Eocenul cartat de ONCESCU prezintă două faciesuri:

Faciesul Gresiei de Tarcău = orizonturi de Gresii de Tarcău de 200—300 m grosime, separate prin intercalaţiuni de marne grezoase moi, şi

Faciesul grezo-marnos verde = alternanţă de gresii micacee cu hieroglife şi de marne moi de culoare verde închis.

În Eocenul marno-grezos verde se găseşte rar cîte o intercalaţie de Gresie de Tarcău (Gura Varlamului), sau de conglomerate verzi cu Nummuliti (Terca, Ivăneţ). Vîrsta eocenă a complexului verde este considerată ca atare nu atît pe baza Nummulitilor găsiţi, cît mai ales pe baza poziţiei sale constantă sub orizontul menilitelor şi disodilelor inferioare, adică în aceeaşi poziţie cu Gresia de Tarcău.

Între cele două faciesuri, ONCESCU constată o « trecere gradată, fără nici o linie tectonică de oarecare importanţă » între ele.

Oligocenul începe cu un orizont de menilite şi disodile în baza căruia se găseşte un pachet de 20 m de gresie tip Kliwa, analoagă Gresiei de Lucăceşti. Deasupra orizontului de menilite şi disodile, urmează orizontul Gresiei de Kliwa suportînd în V. Varlamului, un banc gros de menilite¹⁾.

În Oligocenul flancului vestic al Anticlinalului Bîsca Rosiliei, se intercalează un orizont de cca 100 m, format din gresii silicioase, gălbui, cu structură curbicorticală « al căror bob este asemănător aceluia din Gresia de Kliwa obişnuită ».

Masivul de sare dela Plaiul Milii şi izvoarele sărate dela gura Pîrîului Secuiului, sînt considerate de către ONCESCU, ca ţinînd de Miocenul Cuvetei de Drajna, sub formă de « lambouri prinse între Eocen şi Oligocen ».

¹⁾ Prezenţa « nivelelor compacte de menilite » la partea superioară a Oligocenului, este prima dată menţionată în literatura geologică romînească publicată de către N. ONCESCU.



Contactul dintre Miocen și zona Flișului paleogen este considerat ca o linie de dislocație cu caracter ezitant, Flișul fiind «cînd încălecat, cînd numai vertical». Numai în V. Slănicului linia de dislocație devine o linie de încălecare.

Ținînd seamă de tranziția gradată între cele două faciesuri ale Eocenului, ONCESCU conchide că toată zona de Fliș paleogen cartată aparține «aceleiași unități tectonice a Gresiei de Tarcău (Pinza mediană)».

În interiorul acestei unități, o deosebită importanță ar avea linia care unește V. Lupului cu Plaiul Mortatului și care cel puțin între V. Lupului și șeaua Vf. Oei — Sboiul, ar avea caracter de încălecare. Pe această linie apare o bandă de Eocen superior între Trestioara și Colți și tot dela această linie se pare că este măsurată și încălecare de 4—5 km, menționată de ONCESCU în lucrarea din 1938—1939 (113).

O nouă prezentare a condițiilor stratigrafice și tectonice din bazinul superior al Văii Zăbala, o datorăm prof. G. MURGEANU, din 1940 (104).

În această regiune Zona marginală este dezvoltată la N de V. Năruja, iar Pinza Gresiei de Tarcău, la S de Năruja.

Pinza Gresiei de Tarcău este constituită din Senonian, Eocen și Oligocen.

1. Senonianul apare în V. Zăbala la S de Vf. Pietrosu și în lungul unei «cordiliere» la SE de Vf. Piatra Secuiului. Lithologic, cuprinde elementele cunoscute din restul Carpaților orientali. Prezența gresiilor glauconitice și frecvența mare a conglomeratelor verzi, sînt considerate ca excepții locale pentru Senonian.

2. Eocenul prezintă două faciesuri:

a) Faciesul Gresiei de Tarcău la NW de cordiliera senoniană, cu tranziții gradate spre Senonian (gresii în pachete, cu urme de viermi și *Palaeodyction*, cuarțite verzi, marno-calcare vinete și Calcare de Pasieczna) și cu intercalații de marne vișinii la partea superioară.

b) Faciesul marno-gresos, la SE de cordiliera senoniană = formație marnoasă, cu intercalații sporadice și subțiri de Gresie de Tarcău, gresii cu hieroglife și intercalații de silexuri verzi glauconitice.

3. Oligocenul are dezvoltarea cunoscută cu șisturi disodilice și Gresie de Kliwa. La N de cordiliera senoniană, se menționează prezența unor gresii curbicorticeale deasupra orizontului Gresiei de Kliwa.

Pentru Zona marginală, prof. G. MURGEANU se referă la comunicarea din 1932.

Masivele de sare întîlnite în regiune nu sînt însoțite nicăieri de o brechie tectonică; elementele verzi observate, provin din desagregarea conglomeratelor limitrofe sării. Această observație îl determină pe prof. G. MURGEANU să admită că cel puțin în regiunea prezentată, sarea nu este diapiură.

În V. Năruja, Oligocenul Zonei marginale înclină normal sub orizontul roșu al Saliferului, de unde concluzia că Zona marginală nu are caracter



de pînză; în alte părţi, însă, se poate vorbi de o uşoară încălecare a acestei zone peste Mediteranean (petecele de acoperire din Măgura Spineştilor).

Pînza Gresiei de Tarcău încălecă peste orizontul roşu şi în parte peste cel cenuşiu al Saliferului, de-a lungul liniei amintită mai sus.

Cu ocazia unei comunicări făcută la Institutul Geologic, în 1941 (şedinţa din 29 aprilie) privind geologia regiunii Caşin—Soveja—Cîmpurile, I. DUMITRESCU stabileşte următoarea succesiune stratigrafică pentru Zona marginală cercetată (41), folosind pentru aceasta şi date din observaţiile făcute de el în V. Putnei.

Senonianul: marne de ciment.

Eocenul: marne cenuşii-albicioase, diaclazate; marne şistoase negricioase cu intercalaţii de conglomerate verzi şi gresii azurii; gresii verzi cu diacłaze de calcit; marne foioase; marne albe cu Fucoide şi intercalaţii de gresii cu cimentul înlocuit prin silice criptocristalină; marne verzi şi roşii.

Oligocenul: marne albe bituminoase + menilite, şisturi disodilice, Gresii de Kliwa; conglomerate verzi la partea superioară a disodilelor; menilite la partea superioară a Oligocenului din V. Bucieşului; Lumachelle cu elemente verzi în P. Halos, concordant cu menilitele.

Zona marginală dela N de V. Putnei, cuprinzînd formaţiunile menţionate mai sus, este încălecată de Pînza Gresiei de Tarcău, în care I. DUMITRESCU separă un Senonian cu marne cu Fucoide şi gresii calcaroase, uneori conglomeratice, cu elemente verzi (D. Slatinei) şi un Eocen, alcătuit din Gresii de Tarcău, la bază, şi un pachet de cca 100 m de marne reşii şi vinete-verzui, la partea superioară.

Într-o comunicare pe care am făcut-o la Institutul Geologic, în Martie 1944, am expus concluziile la care ajunseseam în urma cercetărilor din anii 1938—1943, cu privire la faciesurile Oligocenului dintre V. Slănicului şi V. Buzăului (59).

În rezumat aceste concluzii erau următoarele:

Oligocenul din bazinul Văii Buzăului prezintă o serie de variaţiuni de facies, care se pot urmări atît perpendicular pe structuri cît şi în lungul lor. Din 7 coloane stratigrafice prezentate, aleseseam două ca tip de dezvoltare şi anume: una, reprezentînd un Oligocen din Gîrla Fişicilor şi a doua, un Oligocen mai intern din V. Vineţişu.

În Gîrla Fişicilor Oligocenul cuprinde următoarele orizonturi:

1. Orizontul menilitelor inferioare (inclusiv marne albe bituminoase);
2. Un orizont de disodile;
3. Orizontul inferior de Gresie de Kliwa;
4. Orizontul de marne, gresii-calcare şi tufuri (Stratele de Podu Morii);
5. Orizontul superior de Gresie de Kliwa;
6. Menilite superioare;
7. Un orizont de disodile + Gresie de Kliwa.



În P. Vinețișu, Oligocenul cuprinde: 1. orizontul menilitelor inferioare (+ marne albe bituminoase); 2. un orizont de disodile + Stratele de Pucioasa; 3. un orizont de Gresie de Kliwa; 4. un orizont de disodile + Strate de Pucioasa + gresii de tip Tarcău; 5. orizontul Stratelor de Vinețișu; 6. un orizont de Strate de Pucioasa.

Variațiunile în sens transversal se referă în primul rînd la grosimea Oligocenului.

Grosimea maximă a Oligocenului este în Secțiunea Colți—Călugărițele—V. Buzăului. Dela această secțiune spre N (interior) și S (exterior), grosimea Oligocenului scade treptat.

Din P. Leordeanului spre S (extern), Oligocenul este dezvoltat în facies de Kliwa. Dela P. Leordeanului spre N, sîntem confrunțați cu o întrepătrundere a faciesului Gresiei de Kliwa cu un facies grezoș micaceu, de tipul Gresiei de Tarcău. Această gresie micacee de tip Tarcău, se dezvoltă masiv spre interior, în timp ce Gresia de Kliwa scade treptat în grosime, pînă la dispariția aproape totală.

Orizontul șisturilor disodilice capătă spre interior caractere de Strate de Pucioasa, iar cel al Stratelor de Podu Morii, este înlocuit treptat spre interior, mai întîi cu un amestec de disodile, Strate de Pucioasa și gresii micacee, apoi numai cu Gresia de tip Tarcău.

Echivalentul orizontului superior de Gresie de Kliwa din profilele externe este orizontul Stratelor de Vinețișu în profilele interne.

În lungul structurilor, variațiunile de facies semnalate în profilele mai externe, se referiau la următoarele orizonturi urmărite dela NE spre SW:

Marnele albe bituminoase devin mai subțiri și mai moi;

Orizontul șisturilor disodilice capătă treptat caractere de Strate de Pucioasa;

Orizontul menilitelor superioare comportă din ce în ce mai multe diatomite spre W.

Pentru rațiuni de ordin practic, Gresia de Lucăcești a fost considerată Eocen, iar limita Eocen-Oligocen a fost pusă la baza Orizontului de menilite inferioare.

În profilele externe a fost semnalat între Gresia de Lucăcești și menilitele inferioare, un pachet flișoid cu microfaună oligocenă.

Gresia de Lucăcești dispare și ea la W de Buzău, fiind înlocuită probabil prin marne și gresii cu hieroglife.

Limita Oligocen-Aquitanian a fost pusă la primele gipsuri.

Orizontarea Oligocenului așa cum a fost prezentată, a fost stabilită astfel de GR. POPESCU în V. Teleajenului și de mine în V. Buzăului. În urma unei excursii comune în vara anului 1943, ea a fost adoptată apoi de C. STOICA și O. BOLGIU.

C. STOICA separă în Paleogenul din V. Sibiciului (156), un Eocen superior cu «strate cu hieroglife» și un Oligocen în facies de Kliwa, în care separă toate



orizonturile citate de noi mai sus. Pachetele de marne, gresii curbicorticeale și calcare galbene de tip Pucioasa, menționate de noi între Gresia de Lucăcești și Orizontul de menilite inferioare, precum și în compunerea orizontului de disodile, sînt denumite de STOICA « Strate de Lingurești » (orizontul I, respectiv orizontul II: Strate de Lingurești).

C. STOICA aduce în lucrarea sa o interesantă contribuție de ordin paleontologic. Studiind microfauna formațiunilor întîlnite, el remarcă predominanța formelor aglutinante în Eocen și a celor calcaroase în Oligocen.

Pe baza conținutului microfaunistic, C. STOICA separă în complexul « Stratelor cu hieroglife », un orizont inferior cu forme aproape exclusiv aglutinante și un orizont superior, în care sînt frecvente și forme calcaroase și apar în plus Orbitoide și Nummuliti. Orizontul superior al Stratelor cu hieroglife este paralelizat cu Eocenul în faciesul de Șotriile.

Pe aceleași baze paleontologice, Oligocenul este împărțit în două orizonturi: a) Oligocen inferior (Gresia de Lucăcești, Strate de Lingurești I, șisturi menilitice inferioare, marne bituminoase, șisturi disodilice, Strate de Lingurești II), caracterizat printr-o faună de Pești și rare Foraminifere și b) Oligocen mediu-superior (Gresie de Kliwa inferioară, Strate de Pucioasa, Strate de Podu Morii și Gresie de Kliwa superioară), cu o microfaună mai bogată.

În partea finală a lucrării, C. STOICA încearcă o paralelizare între Paleogenul din V. Sibiciului și cel din Polonia.

O. BOLGIU, prezentînd geologia regiunii Lopătari (27), descrie un Eocen în general marnos, cu hieroglife și foarte subțiri intercalații de Gresie de Tarcău către interiorul Flișului și un Oligocen în care, în urma excursiei din V. Buzăului, poate separa aceleași orizonturi descrise de noi mai sus.

Din punct de vedere tectonic, O. BOLGIU separă Pînza Gresiei de Tarcău și o unitate marginală, reprezentată prin Anticlinalul Lopătari și cel din P. Pușcării. Menilitele superioare din Oligocenul unității marginale, suportă un pachet de disodile cu intercalații de gresii, peste care stă discordant un complex cu zăcăminte de sare. Acest complex nu se urmărește de jur împrejurul Anticlinalului Lopătari, din cauză că în unele locuri, peste Oligocen, urmează transgresiv depozite nisipoase sau conglomeratice miocene. Lipsa totală a gipsurilor din regiunea de apariție a sării, îl face pe O. BOLGIU să creadă că sarea nu s-ar fi depus în lagune corespunzătoare unei regresii, ci « în gropi de pe continent în faza incipientă a unei transgresiuni ».

Consecvent promisiunii făcute cu ocazia comunicării mele din Martie 1944, prof. G. MURGEANU, în colaborare cu N. ONCESCU, prezintă în Iunie 1947, rezultatele cercetărilor din V. Buzăului (106). Bazați pe determinarea poziției stratelor cu ajutorul hieroglifelor, prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU stabilesc, în V. Buzăului, 2 serii stratigrafice isoclinale și anume:

O serie la N de Nehoiu, constituită din Eocen în faciesul Gresiei de Tarcău cu o grosime de cca 8000 m, peste care urmează spre SW Oligocenul și Helve-



țianul cu gips din Depresiunea Drașnei. Această serie constituie Pintenul de Homorîciu.

O serie la S de Nehoiu, care începe cu Eocen de Tarcău și se continuă cu un Oligocen de cca 5500 m. Această serie constituie Pintenul de Văleni.

Complexele raportate de noi ca Oligocen la N de Nehoiu, sînt considerate de prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU ca Eocen în facies de Tarcău, iar zonele de Eocen marno-grezos (complexul verde al lui N. ONCESCU (114), dintre Păltineni și Sibiciu, sînt considerate ca intercalații normale într-o serie isoclinală oligocenă.

Bazați pe faptul că cele 2 serii isoclinale înclină spre S și că seria nordică (Pintenul de Homorîciu) se scufundă împreună cu mantaua sa de Helvețian din Depresiunea Drașna sub Eocenul seriei sudice (Pintenul de Văleni), prof. G. MURGEANU și ONCESCU susțin că seria sudică este tectonic detașată din cea nordică și formează o unitate separată, denumită «Pînza de Buzău». Cuveta de Drașna ar reprezenta astfel flancul nordic al unei depresiuni, în care stau depozitele Pînzei de Buzău.

Punctele de vedere de mai sus privind stratigrafia și tectonica din lungul Văii Buzăului, sînt prezentate de autorii respectivi cu caracter provizoriu, ei înșiși recunoscînd că la o soluție definitivă a problemelor, nu se poate ajunge decît după cunoașterea geologiei întregii regiuni dintre Văile Zăbala și Teleajen.

Cercetînd în continuare raporturile dintre cele două unități în Văile Bîsca Mare și Bîsca Mică și făcînd o serie de observațiuni în lungul Văii Sibiciului, prof. G. MURGEANU și ONCESCU (107) comunică următoarele în ședința din 28 Ian. 1949:

1. Se deosebesc în adevăr 2 unități tectonice în V. Buzăului: o unitate nordică (Autohton sau Parautohton), la N de Depresiunea Drașna și o unitate sariată (Pînza de Buzău), la S de această depresiune.

2. Autohtonul cuprinde Senonian, Eocen și Oligocen.

a) Senonianul, deschis în V. Siriului, este alcătuit din marne roșii și verzi, cu arcoze și marne negre. Între ele se intercalează strate subțiri de tufuri și tufite verzi sau albe.

b) Eocenul urmează în continuitate de sedimentare peste Senonian. În baza lui se găsesc șisturi argiloase cu eflorescențe de sulfați asemănătoare cu șisturile disodilice, iar acestea suportă normal Gresia de Tarcău, în pachete mai groase sau mai subțiri, cu intercalații de șisturi argiloase disodilice, menilite și chiar diatomite.

În V. Buzăului Gresia de Tarcău devine masivă, avînd 3—4 intercalații de argile șistoase vinete, argile și marne roșii. În două locuri se văd și înclinări contrarii (vestice).

La partea superioară a Gresiei de Tarcău, în cătunul Jețu, se găsesc argile șistoase verzi și roșii, cu gresii cu hieroglife, echivalentul Stratelor de Plopu.



c) Oligocenul începe cu argile vinete în plăci, cu ceva menilite. Urmează disodile, apoi 2 orizonturi de Gresie de Kliwa, separate tot prin disodile. Deasupra orizonturilor de Gresie de Kliwa se intercalează o gresie asemănătoare Gresiei de Tarcău, cu Nummuliți (« Gresia de Podu Negru »), apoi urmează din nou disodile, care trec gradat la marne vinete în plăci cu intercalații de gresii curbicortice (Strate de Vinețușu—GRIGORAŞ) și de Gresii de Kliwa, la confluența Bîsca—Buzăul. În V. Nehoiașului, Stratele de Vinețușu admit și intercalații de disodile și menilite tipice. Stratele de Vinețușu trec, în sus, la Miocen cu gipsuri, șisturi foioase și pietrișuri cuarțitice.

3. Pînza de Buzău cuprinde Eocen și Oligocen.

a) Eocenul este alcătuit în P. Oei dintr-un pachet de Gresii de Tarcău în alternanță cu pachete de șisturi vinete, cu gresii cu hieroglife (în total cca 300 m), peste care urmează cca 200 m de argile și marne șistoase, cu intercalații de gresii cu hieroglife. Spre N, Gresia de Tarcău devine din ce în ce mai masivă, așa că în Bîsca Mare nu mai prezintă intercalații șistoase.

b) Oligocenul începe cu un banc de 10 m de Gresie de Kliwa, care ar putea fi Gresia de Lucăcești. Deasupra urmează șisturi disodilice cu puține menilite, apoi bancuri masive de Gresie de Kliwa. Gresile de Kliwa se repetă de trei ori (S. Nehoiu, Păltineni și Mlăjeț), fiind separate prin intercalații normale de marne argiloase, verzui.

Către marginea externă a Pînzei de Buzău, apare un Oligocen cu o dezvoltare caracteristică, Oligocen, care ar putea aparține unei « subunități marginale » și ar reprezenta un facies de tranziție. Gresia de Kliwa obișnuită, este înlocuită aici printr-o gresie moale, friabilă — adevărate nisipuri — Gresia de Buștenari.

Sucesiunea diferitelor orizonturi în acest Oligocen este următoarea: la bază, Gresia de Lucăcești, apoi menilite și Gresia de Buștenari. În V. Sibiului, această gresie are o grosime considerabilă și comportă intercalațiuni de marne și gresii curbicortice care ajung la V. Boului pînă la 200 m și separă Gresia de Buștenari în două nivele. Peste Gresia de Buștenari urmează menilite superioare, apoi din nou cîteva bancuri de Gresie de Buștenari care se asociază cu diatomite (Malul Alb).

Miocenul dela margine, ~~ae~~operă periclinal Paleogenul din Malul Alb și V. Lupului și, în general, ia contact cu Flișul « de-a lungul unei linii de încălecăre cu caracter ezitant ».

Marginea internă a Pînzei de Buzău se urmărește pe linia de contact dintre Miocenul Depresiunii Draja și Eocenul de Tarcău dela E. De-a lungul acestei linii se laminează spre N termenii superiori ai Autohtonului (gipsurile și Stratele de Vinețușu), iar spre S, Eocenul din baza unității șariate (în Bîsca Chiojdului nu mai apare Gresia de Tarcău).

Depresiunea Draja se găsește pretutindeni sub pînză, constituind Autohtonul acesteia.



Fruntea pînzei, vizibilă la Lopătari, în V. Buzăului este mascată de Mediteraneanul transgresiv. Această frunte nu ar fi o cută culcată, ci o frunte abruptă, pe care numai cercetările geofizice ar putea-o detecta.

În opoziție cu vederile exprimate de prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU, în aceeași ședință (28.I, 1949), am comunicat asupra rezultatelor cercetărilor mele în zona Flișului paleogen dintre Rîurile Zăbala și Buzău (60).

În rezumat, punctele mele de vedere erau următoarele:

Între Zăbala și Buzău sîntem confrunțați cu o singură unitate tectonică în pînză, avînd o poziție superioară față de unitatea inferioară din Basinel Putnei, unitate care este încălecată de-a lungul liniei P. Căbalașu—Vf. Pietrosul.

În constituția acestei unități superioare, intră Senonianul, Eocenul, Oligocenul și Miocenul.

Senonianul este dezvoltat în faciesul Stratelor cu Inocerami.

Eocenul prezintă un facies intern — faciesul Gresiei de Tarcău — și un facies extern — Eocenul de Colți —. Între aceste două faciesuri extreme, se întîlnesc faciesuri de tranziție (intermediare).

Gresia de Tarcău, masivă în partea de W (internă) a regiunii, își pierde din importanță, apărînd sub formă de pachete, apoi de bancuri din ce în ce mai subțiri, spre E (externă). În locul Gresiei de Tarcău apar intercalații de calcare și gresii calcaroase conglomeratice cu elemente verzi și Nummuliti. Eocenul în facies de calcare și breccii cu elemente verzi, constituie marginea unității în pînză la Vintileasca. La S de Lopătari, Eocenul este dezvoltat numai sub formă de marne și argile verzi și cenușii-închise cu intercalații de gresii cu hieroglife, constituind tipul denumit «Eocen de Colți».

În privința Oligocenului m-am referit la comunicarea mea anterioară (59), arătînd că la N de Nehoiu, în afară de banda de Oligocen de la Vinețișu, există încă 2 benzi de Oligocen, în care Gresia de Kliwa este înlocuită printr-o gresie de tip Tarcău, Gresia de Fusaru (Broasca și Gura Siriului).

Aparițiile cele mai externe de Gresie de Fusaru, se constată în Oligocenul dela Vinețișu. De aici spre SE, Oligocenul este dezvoltat în faciesul Gresiei de Kliwa, comportînd orizonturile lithologice cunoscute din comunicarea citată (59) și reproduse mai sus în această lucrare.

Aquitanianul, descris în Cuveta de Drajna, la Lopătari, Muscelul Cărmănescului și V. Muscelului, urmează în continuitate de sedimentare peste Oligocen și nu în contact tectonic.

În sprijinul interpretării în pînză a zonei de Paleogen cartată, au folosit următoarele criterii:

1. Poziția geometrică a celor 2 unități în V. Zăbalei: unitatea din bazinul Putnei este încălecată de unitatea din bazinul Zăbalei;
2. Diferența de facies privind Paleogenul celor 2 unități, și
3. Manifestațiunile saline din interiorul zonei de Fliș dela S de Zăbala, considerîndu-le ca ținînd de un Miocen de sub unitatea în pînză.



Marginea pînzei coincide cu marginea actuală a Flişului între Nereju şi Selăriile. Spre S, ea a fost considerată ca trecînd prin mijlocul zonei miocene, pe la W de Sarea dela Bîsceni, apoi de-a lungul unei linii care trece prin Scoruşesti — P. Murătoarea Trestiei.

În interiorul pînzei am separat la S de Lopătari o digitaţie « Digitaţia Lacul Mocearu ». Această digitaţie încăleacă peste Oligocenul din Anticlinalele Lopătari şi Puşcăriei, care ţin totuşi de unitatea superioară şi nu de Zona marginală, cum au fost prezentate de O. BOLGIU şi cum sînt figurate pe harta geologică a Țării, ediţia 1937. Restul pînzei, pînă la Gura Siriului unde a fost cartată, este constituită dintr-o serie de solzi de Eocen + Oligocen, încălecaţi dela exterior către interior. Apariţia Aquitanianului în Cuveta Drajna, n-ar avea altă semnificaţie decît o denivelare mai importantă decît denivelările dintre ceilalţi solzi. Pinza are deci un caracter unitar, în care tranziţiile de facies se urmăresc gradat dela interior către exterior, iar stilul general tectonic de forfecare în solzi este acelaşi, monoton de uniform.

În şedinţa următoare a Institutului Geologic (Februarie, 1949), GR. POPESCU a prezentat rezultatele cercetărilor sale, executate în anii 1942 şi 1943, între Teleajen şi Buzău (127). Datele prezentate de el la W de Buzău, se leagă perfect cu cele prezentate de mine, la E de Buzău.

Singura nepotrivire între punctele noastre de vedere, se referă la paralelizarea dintre Stratele de Podu Morii şi Stratele de Vineţişu, pe care GR. POPESCU, spre deosebire de mine, le consideră sincrone. Această problemă va fi discutată mai pe larg la capitolul asupra stratigrafiei.

Plecînd dela un orizont-reper — menilitele inferioare — GR. POPESCU citează o serie de profile foarte bine deschise din regiunea dela W de Buzău şi consideră toate depozitele sedimentate în serie normală deasupra acestui orizont-reper pînă la nivelul gipsurilor inferioare, ca oligocene, iar pe cele de sub orizontul-reper, ca eocene.

În felul acesta, el ajunge la concluzia evidentă că toate intercalaţiile de gresie micacee de deasupra menilitelor inferioare sînt oligocene şi reprezintă Gresia de Fusaru şi numai gresiile micacee de sub menilitele inferioare (mai precis sub Stratele de Plopu, pe care le întîlneşte constant în regiune), reprezintă Gresia de Tarcău.

Eocenul în serie normală, avînd o grosime de 8000 m, considerat ca atare de prof. G. MURGEANU şi N. ONCESCU, reprezintă în bună parte deci şi Oligocenul.

Mai mult, Gr. POPESCU cartează la W de Buzău un anticlinal (Cătiaşul), în care baza Oligocenului cu menilite, admisă şi de prof. G. MURGEANU şi ONCESCU în Vineţişu, se scufundă periclinal spre SW, suportînd deasupra în perfectă concordanţă Oligocenul de Vineţişu cu 4 pachete de Gresie de Fusaru intercalate normal şi rezemîndu-se tot normal, peste Eocen cu Strate de Plopu şi cu gresie masivă de Tarcău. Aceeaşi figură o face anticlinalul imediat



dela N (Smeuret), al cărui flanc de Oligocen cu gresie masivă de Fusaru, se continuă în V. Buzăului, la Broasca.

Însfîrșit, o ultimă lucrare privind regiunea care formează obiectul tezei mele și anume privind bazinul Văii Putna, a fost comunicată de I. DUMITRESCU, în Decembrie, 1948 (42). El separă în Flișul paleogen de aici 2 mari unități tectonice: Pinza Gresiei de Tarcău și Zona marginală. Zona marginală este și ea divizată în:

a) Subzona marginală internă, constituită din Eocen (marne, Calcare de Pasieczna, accidente silicioase și conglomerate verzi cu Nummuliti = Faciesul de Greșu) și Oligocen (Gresie de Lucăcești, șisturi albe bituminoase cu Lumachelle-uri caracteristice, Gresie de Kliwa și 2 orizonturi de menilite superioare);

b) Subzona marginală externă cu Senonian (Strate de Streiu și Strate de Tisaru), Eocen (Strate de Cașin, Strate de Bucieș și un orizont de marne și gresii cu hieroglife, care poate fi echivalentul Stratelor de Plopu sau Stratelor de Bisericiani) și Oligocen (șisturi albe bituminoase, menilite inferioare, marne bituminoase, disodile inferioare, Gresii de Kliwa, disodile superioare și menilite superioare).

Rezumînd cunoștințele actuale asupra geologiei Carpaților orientali dintre V. Putnei și V. Buzăului, în comunicarea mea din 15 Februarie 1949 (61), am prezentat și problema Șisturilor negre din V. Putnei în lumina observațiilor făcute de mine în 1939, 1943 și 1945 și în lumina ultimelor date din literatura geologică romînă și poloneză. Este vorba de pachetul de strate denumit de I. DUMITRESCU « Strate de Streiu » și de mine « complexul Șisturilor negre » și care, pentru motive ce vor fi discutate pe larg la capitolul Stratigrafie, au fost considerate ca fiind de vîrstă senoniană. Tot cu această ocazie am prezentat punctele mele de vedere asupra faciesurilor Paleogenului din bazinul V. Putna.

Înainte de a încheia capitolul istoric, socotesc necesar să subliniez aici progresul care a fost realizat în decursul celor cîteva decade în timpul cărora cunoștințele asupra geologiei Carpaților romînești au evoluat într-un ritm accelerat, așa că generația noastră a găsit multe din problemele fundamentale deja rezolvate.

Dela primele începuturi cînd tot Paleogenul aparținea sistemului « Eocenicu » și cînd vorbind despre Paleogenul dela Tg.-Ocna, se afirma că « ar trebui o forță de imaginațiune prea mare spre a admite o răsturnare care ar fi introdus terîmul salifer sub depozitele menilitice (pretinsele depozite cretacice) pînă la o distanță de mai bine de douăzeci de km », cunoștințele noastre actuale înseamnă un progres considerabil. Meritul este al predecesorilor generației noastre, unii deja dispăruți, alții încă în plină activitate.

Generația care a jalonat punctele mari în stratigrafie și tectonică, numără printre cei mai de seamă reprezentanți ai ei, numele profesorilor MRAZEC, MURGOCI, SAVA ATHANASIU, POPESCU-VOITEȘTI, MACOVEI și PREDĂ. Con-



cepțiile lor s-au resimțit în lucrările din prima fază asupra regiunii de care ne ocupăm. Generația următoare, în fruntea căreia stătea prof. ION ATANASIU și căreia i s-a adăugat câțiva ani mai târziu generația profesorilor FILIPESCU și MURGEANU, a marcat cele mai frumoase realizări, în special în studiul Flișului carpatic. Printr-o activitate neobosită și prin introducerea de metode moderne în cercetările de teren și laborator, acești cercetători au realizat o imagine nouă, clară și logică a geologiei Carpaților noștri.

Față de această imagine nouă, lucrările generației noastre nu fac decât să completeze cu mici detalii și să confirme cu mai numeroase observațiuni, cadrul general fixat de predecesori. Pentru a da numai 2 exemple în acest sens, voi aminti că astăzi nu se poate face nici o considerațiune de facies asupra Cretacicului superior și Paleogenului, fără a cita lucrările profesorului ION ATANASIU, așa după cum nu se pot concepe considerațiuni petrografice asupra Paleogenului fără a cita numele profesorului FILIPESCU.

Lucrarea de față reprezintă prin ea însăși o confirmare a afirmațiilor de mai sus.

STRATIGRAFIE

În zona Flișului paleogen dintre V. Putnei și V. Buzăului, au fost întâlnite următoarele formațiuni: Senonian, Eocen, Oligocen și Miocen. Aceste formațiuni se repartizează în regiunea cercetată de mine la 2 mari unități tectonice și anume:

1. O unitate superioară, pe care am denumit-o « Pînza mediană » și care corespunde cu Pînza mediană separată pe harta geologică a României — ediția 1937 — după MURGEANU și FILIPESCU, și

2. O unitate inferioară, care corespunde Pînzei marginale de pe aceeași hartă geologică.

În bazinul Văii Putna, unitatea inferioară pare a fi divizată în 2 subunități și anume: o subunitate internă și o subunitate externă.

Descrierea acestor unități va fi făcută la capitolul privind tectonica regiunii. Le-am menționat totuși aici, deoarece pentru o sistematizare a expunerii, descrierea formațiunilor stratigrafice întâlnite va fi făcută în strînsă legătură cu aceste unități tectonice separate.

I. SENONIANUL

A) PÎNZA MEDIANĂ

În cuprinsul acestei unități tectonice, Senonianul apare la baza sa urmărind marginea pînzei, începînd de sub Vf. Lăcăuțu și pînă la S de Poenile Sării. O bandă îngustă de Senonian a mai fost cartată pe linia Lapoș—Neharna Mică și alta pe linia Furul Mare — Furul Mic — P. Tisa.



Cele mai frumoase deschideri în Senonian se găsesc în V. Zăbala, la confluența sa cu P. Lapoș. În această regiune, Senonianul este constituit din:

Calcare grezoase cenușii, uneori glauconitice, în parte silicioase, cu numeroase diacłaze de calcit și cu hieroglife;

Calcare marnoase verzui cu suprafețe de alterație albe, pline cu Fucoide;

Alternanță sau intercalațiuni de argile verzi și cenușii.

Calcare grezoase amintind pe cele de Pasieczna, uneori conglomeratice cu elemente de șisturi verzi și cuarțite verzi sau gresii glauconitice, sînt destul de frecvente în această formațiune. Calcările grezoase și mai ales cele marnoase, arată pe fețele lor de stratificație numeroase resturi de Alge, amintind pe cele descrise în literatură sub numele de *Taonurus*. Tot pe aceste calcare grezoase am găsit, la Gura P. Lapoș, numeroase fragmente de Inocerami — foarte probabil *Inoceramus balticus* I. BÖHM —.

Așa cum a fost descris, Senonianul este dezvoltat în faciesul Stratelor cu Inocerami, cunoscut în Carpații Orientali pretutindeni în baza Gresiei de Tarcău (79).

Prof. I. ATANASIU a descris aceste strate sub numele de Strate de Hangu (11).

Aceeași dezvoltare o prezintă Senonianul la S de Luncile Secărei și în partea cea mai superioară a Văii Zăbala. S-ar putea vorbi totuși de o mică deosebire între Senonianul acestor regiuni, în sensul că în timp ce la izvoarele Zăbalei, sub Vf. Lăcăuțu, predomină calcările grezoase cu vine de calcit, la Luncile Secărei predomină calcările marnoase cu Fucoide.

Pe creasta dela SE de Vf. Neharna Mică, Senonianul este reprezentat printr-o serie de gresii verzi, glauconitice, necalcaroase, în alterație prezentînd adesea aspectul unei Gresii de Kliwa foarte glauconitică. Aceste gresii alternează cu marno-argile verzi.

În V. Slănicului și în afluentul său, P. Tisei, a fost considerată ca Senonian, o serie alcătuită din următoarele tipuri de rocă:

Gresii verzi glauconitice, fine, necalcaroase, cu o grosime obișnuită de 30—40 cm dar ajungînd uneori (P. Tisei) pînă la grosimea de 5 m (2 bancuri). Tipul acesta de rocă este identic cu cel din Vf. Neharna Mică;

Gresii calcaroase și calcare grezoase cenușii, în parte curbicortice, cu hieroglife și Fucoide. Uneori gresiile calcaroase sînt grosiere către partea inferioară a stratului, luînd aspect de brechie, în care majoritatea componentelor sînt elemente de șisturi verzi. Pe aceste fețe brecioase ale stratelor de gresii, se văd numeroase fragmente de Briozoare și Foraminifere (*Nodosaria*). Gresiile și calcările de mai sus pot ajunge pînă la o grosime de 60—70 cm și sînt străbătute adesea de vine de calcit.

La microscop, porțiunea grosieră a gresiilor arată predominanța materialului detritic, alcătuit din fragmente de șisturi verzi, calcare, cuarțite, granule de cuarț, granule sporadice de zircon, rutil și magnetit, la care se adaogă rare

minerale autigene, reprezentate prin granule de glauconit şi hidroxizi de fer, precum şi resturi organice: fragmente de Briozoare şi Foraminifere (*Rotalia*). Cimentul este calcaros.

Calcare litografice galbene (cîteva intercalaţii groase de 5—10 cm) cu numeroase Fucoide mari sau mici, apoi:

O intercalaţie de gresie calcaroasă, asemănătoare Gresiei de Tarcău (80 cm).

Gresiile şi calcarele de mai sus alternează sau sînt intercalate în argile verzi sau cenuşiu-închise, aproape negre (trecere gradată dela verde la cenuşiu închis), cu pete violacee sau chiar intercalaţiuni roşii.

Din argilele şi gresiile glauconitice descrise, s-au putut recolta prin spălare cîteva Foraminifere, a căror asociaţie nu este concludentă pentru vîrsta senoniană a acestor strate. Singurul argument paleontologic mai sigur, este un fragment de Inoceram găsit la gura Pîrîului Tisei, în materialul transportat de pîrîu.

Argumente suficient de convingătoare pentru a considera seria din P. Tisei ca Senonian, nu avem. Am citat gresiile glauconitice care există sigur în Senonianul dela gura pîrîului Lapoşului şi fragmentul de Inoceram care, deşi nu a fost găsit în loc, nu poate proveni decît din P. Tisei şi anume din această serie.

Cu ocazia primelor mele investigaţii în regiunea Furului, în 1939, această serie a fost considerată de vîrstă eocen-superioară (explicînd-o printr-o revenire a faciesului calcaro-silicios la sfîrşitul Eocenului), pentru motivul că ea apare într-un sinclinal de-a lungul Crestei Furul Mic—Prelunca.

Ulterior, extinzînd cercetările spre S, am constatat că această serie apare la baza Eocenului, într-un anticlinal (V. Slănicului). Se pare că este vorba de o serie de cute strînse, de mică amplitudine, de genul celor observate la gura Pîrîului Lapoş. Sinclinalul de pe Creasta Furul—Prelunca şi anticlinalul din P. Slănic, s-ar încadra prin urmare în acest sistem de cute din Senonian.

Faptul că în regiunea dintre Zăbala şi Buzău, în toate profilele în care Eocenul este deschis normal dela bază şi pînă la Oligocen, lipseşte seria de mai sus, se adaugă la celelalte motive (facies de calcare grezoase, Inocerami) pentru a atribui acestei serii, vîrsta senoniană. Repet însă: argumente categorice în sprijinul vîrstei senoniene nu avem şi apartenenţa la Senonian a acestei serii, trebuie luată sub rezerve.

Trecerea dela Senonian la Eocen nu a fost nicăieri observată.

Grosimea Senonianului Pinzei mediane este greu de estimat din cauza lipsei unui profil normal nederanjat tectoniceşte. În orice caz ea trebuie socotită la minimum 250—300 m, adică cel puţin atît cît se vede deschisă.

Faciesul «marnelor roşii», cunoscut în Senonianul din Muntenia, n-a fost întîlnit între Zăbala şi Buzău.



B) UNITATEA INFERIOARĂ

Depozite mai vechi decât Eocenul, apar în V. Putnei numai în Subunitatea externă. Am considerat ca fiind de vîrstă cretacico-superioară (Senonian), două complexe de strate care apar în V. Putnei, în simburile Anticlinalului Poiana Lepșei: Șisturile negre și Stratele de Tisaru *str. s.*

1. ȘISTURILE NEGRE

Cea mai veche formațiune deschisă în V. Putnei a fost separată sub denumirea de « Șisturi negre »¹⁾.

Acest orizont este constituit din argile șistoase, dure, cenușiu-închise sau negre, cu intercalațiuni de aceeași culoare, groase de 2—15 cm, de gresii calcaroase, uneori cuarțitice, slab micacee. Au fost observate și cîteva intercalațiuni lenticulare de calcare marnoase roșietice. Majoritatea intercalațiunilor dure sînt silicificate.

Raportul dintre argile și gresii variază dela 9/1—3/2. Elemente verzi de tip dobrogean, sînt neregulat răspîndite în masa șisturilor argiloase sau la baza stratelor de gresie. În P. Streiului a fost observată chiar o intercalație de cca 15 cm de conglomerate verzi.

Uneori, deschiderile de Șisturi negre amintesc șisturile disodilice oligocene prin culoarea de suprafață galben-ruginie, datorită eflorescențelor de sulfati.

Grosimea Șisturilor negre, atît cît ele sînt deschise în V. Putnei, ajunge cca 500 m.

Cu ocazia unei excursii făcută cu prof. I. ATANASIU, a fost găsit în Șisturile negre din P. Streiului un mulaj de *Pecten*. În același orizont și tot în P. Streiului, a fost găsit un *Inoceramus* de către GH. OLTEANU²⁾.

Rezultatele obținute prin spălarea materialului pentru analize micropaleontologice, s-au dovedit neconcludente. Majoritatea probelor spălate au fost sterile sau au arătat ceva Foraminifere aglutinante de tipul celor întîlnite în Eocenul de Colți.

Gresiile intercalate în Șisturile negre, se prezintă la microscop constituite din material detritic, de dimensiuni cuprinse între 0,05—0,15 mm, reprezentat prin granule de cuarț, lamele de muscovită, biotită și clorită, granule de feldspați plagioclazi. Între mineralele autigene se găsește glauconitul și limonita, iar ca resturi organice se găsesc foarte rare cochilii de Foraminifere (*Rotalia*, *Rosalina*) și substanțe carbunoase. Cimentul este calcaros, constituit din calcită fin cristalizată.

¹⁾ I. DUMITRESCU le-a separat sub denumirea de « Strate de Streiu » (42).

²⁾ Comunicare verbală.

2. STRATELE DE TISARU STR. S.

Sub această denumire am separat o serie bine stratificată, groasă de cca 320 m, alcătuită din:

Calcare marnoase (2—15 cm), aproape în întregime silicificate şi caracterizate prin dungii de culoare cenuşiu-verzuie, verde sau roşie;

Calcare silicioase cenuşii şi gresii calcaroase în grosime de 2—20 cm, uneori cu mici elemente verzi şi hieroglife pe feţele lor inferioare de stratificaţie;

Accidente silicioase verzui sau negre;

Argile şistoase cenuşiu-verzui, în parte silicificate;

Calcarele marnoase şi cele silicioase, cu numeroase diaclaze cu calcit, sînt în general predominante.

Silicifierea şi culoarea pronunţată verde sau roşie sînt caracteristice pentru Stratele de Tisaru str. s.

Argilele şistoase spălate, nu au arătat conţinut microfaunistic.

Cîteva din celelalte roce descrise mai sus, se prezintă la microscop astfel:

Calcar marnos: roca prezintă o masă fin cristalizată (0,003—0,010 mm), constituită din microgranule de calcită şi lamele argiloase între care se găseşte foarte rar diseminat un material detritic, de dimensiuni variabile (0,025—0,150 mm), reprezentat prin fragmente de cuarţite, granule colţuroase de cuarţ, feldspaţi, lamele de muscovită şi granule de magnetită.

Ca resturi organice se întîlnesc numeroase fragmente sau cochilii întregi de Foraminifere (*Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia*, *Rosalina*), avînd lojele umplute cu calcită sau oxizi de fer.

În masa fundamentală marnoasă se observă, ca produse secundare de alteraţie, grămezi de pigmenţi feruginoşi şi diaclaze cu infiltraţii de calcită în cristale bine dezvoltate, precum şi cuiburi în care materialul detritic formează aglomerări.

Gresie calcaroasă: materialul detritic este format din granule de cuarţ (0,1—0,3 mm) ocupînd 80% din masa rocei, cărora li se asociază minerale autigene reprezentate prin granule de glauconit, concreţiuni de pirită şi oxizi de fer, precum şi resturi organice, constituite din Foraminifere (*Rotalia*). Cimentul calcaros este bogat reprezentat prin granule mari de calcită, ocupînd interstiţiile largi dintre granulele de cuarţ şi elementele autigene.

Gresia breicioasă cu elemente verzi: la microscop prezintă o masă fundamentală marnoasă, în care se găsesc răspîndite numeroase elemente detritice, constituite din granule de cuarţ (0,05—0,2 mm), pulbere de magnetit şi minerale autigene, reprezentate prin glauconit şi limonit precum şi resturi organice, reprezentate prin numeroase cochilii de Foraminifere (*Globigerina*, *Rotalia*, *Rosalina*). În această masă fundamentală marnoasă, uşor grezoasă, se găsesc prinse fragmente mari colţuroase sau slab rotunjite de Şisturi verzi.



Un studiu petrografic complet al Stratelor de Tisaru a fost făcut de către M. FILIPESCU (50). Referindu-se la marnele argiloase, marno-calcare, și la accidentele silicioase, el remarcă abundența mare a organismelor silicioase, în special a Radiolarilor și a spiculilor de Spongieri. Aceste organisme ar fi fost calcificate în prima fază de epigeneză și silica coloidală provenită din scheletul lor, ar fi dat naștere la accidentele silicioase.

Denumirea de « Strate de Tisaru » a fost introdusă de S. ATHANASIU (16) pentru un complex de strate deschis în malul drept al-Putnei « mai sus de gura Lepșei, aproape de gura P. Cireșului ». Acest complex este alcătuit, după SAVA ATHANASIU, « din strate și bancuri de silexuri (Hornsteine) roșii, verzi și negre cu intercalațiuni subțiri de șisturi marnoase negre și gresii cuarțitice. Hornsteinele sînt dungate ».

Din descrierea făcută și mai ales din răspîndirea geografică indicată de autor, reiese că SAVA ATHANASIU a cuprins sub denumirea de Strate de Tisaru și o parte din complexul pe care noi l-am separat ca Șisturi negre ¹⁾. De aici poate și afirmația că « ele reprezintă probabil un echivalent al Șisturilor negre dela Poiana Uzului, al Stratelor de Audia și al Stratelor de Șipote din Bucovina ».

Pentru motivul că am separat ca orizont aparte Șisturile negre, am restrîns denumirea de Strate de Tisaru.

Pentru aceleași motive și MATEESCU (89) a restrîns această denumire. El consideră în adevăr Șisturile negre (« șisturi argilo-silicioase ») mai vechi decît Stratele de Tisaru *str. s.*, dar mai noi decît conglomeratele din Piatra Streiului, pe care le atribuie Barremianului. Conglomeratele ar reprezenta deci formațiunea cea mai veche, apărută în axul unui anticlinal. După el, însă, pachetul de strate din flancul estic al acestui anticlinal deschis între Piatra Streiului și P. Ciutei, ar reprezenta tot Șisturile negre. Același punct de vedere îl susține și M. FILIPESCU (50).

Potrivit observațiilor noastre, Șisturile negre de la W de Piatra Streiului, reprezintă cea mai veche formațiune deschisă în Unitatea inferioară din V. Putnei.

Ceea ce a fost considerat ca Șisturi negre de către MATEESCU și FILIPESCU la E de Piatra Streiului, reprezintă de fapt depozite mai noi și anume Eocenul (Stratele de Cașin, depozite calcaroase și marnoase, spre deosebire de Șisturile negre, care sînt depozite argiloase). Sincronizarea acestor depozite și deci paralelizarea lor ca formațiuni identice pe cele două flancuri ale unui anticlinal, nu se poate susține.

Axul acestui anticlinal nu este în nici un caz la Piatra Streiului, în zona de apariție a conglomeratelor. Acest ax se poate vedea pe malul drept al Putnei la confluența cu P. Lepșa (fig. 1) în plină zonă de apariție a Șisturilor negre.

¹⁾ În afară de zona axială a Anticlinalului Poiana Lepșei, Șisturile negre mai apar în axul unei cute anticlinale secundare, aproape de gura Pîrîului Cireșului.

Pe ambele zone ale anticlinalului, apar apoi în perfectă continuitate de sedimentare Stratele de Tisaru *str. s.* Poziția axului de anticlinal este deci clară în V. Putnei și ea se poate urmări în aceleași condițiuni și în lungul Pîrîului Streiului, pe o distanță de cca 2 km.

Este foarte just că atît Șisturile negre cît și Stratele de Tisaru *str. s.* de pe porțiunea gura Lepșa—Piatra Streiului, prezintă înclinări vestice și acest fapt a contribuit foarte probabil la considerarea acestor depozite ca aparținînd flan-

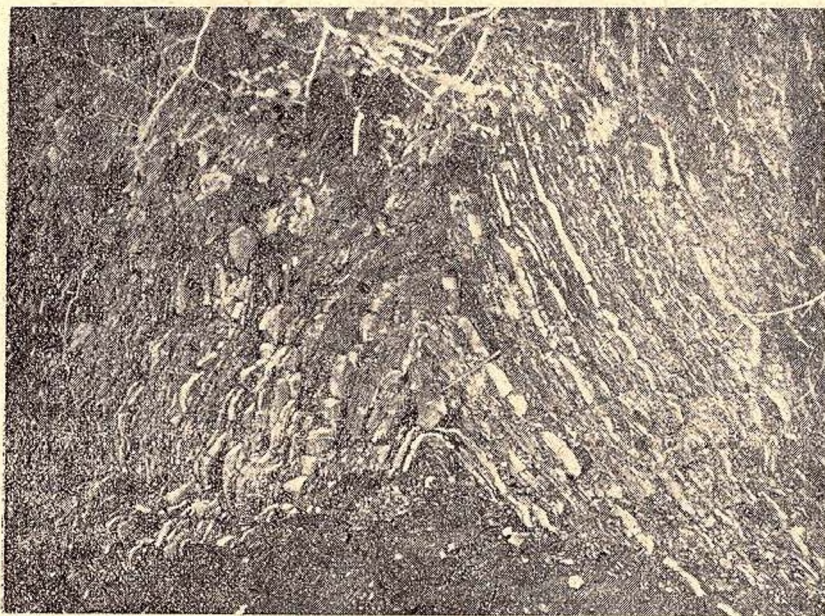


Fig. 1. — Anticlinalul Poiana Lepșa.

cului vestic al unui anticlinal cu axul la Piatra Streiului. Cuta anticlinală observată (fig. 1), trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.* pe ambele flancuri și mai ales pozițiile răsturnate, riguros observate după ornamentațiunile de suprafață și sedimentație ritmică, pe porțiunea gura Lepșei—Piatra Streiului, sînt pentru noi argumente decisive pentru a nu considera axul anticlinalului în zona de apariție a conglomeratelor.

Între Stratele de Tisaru *str. s.* și conglomeratele din Piatra Streiului contactul este anormal (fig. 3). Natura acestui contact — transgresiune sau tectonic — va fi discutată într-un capitol următor.

În studiul său petrografic asupra Stratelor de Tisaru (50), M. FILIPESCU extinde noțiunea de « Strate de Tisaru », înțelegînd prin această denumire un complex de strate care cuprinde depozite senoniene și eocene. Dovezile paleontologice aduse de M. FILIPESCU susțin în adevăr considerațiunile de vîrstă

făcute asupra acestor formațiuni și ele au fost adoptate în întregime și de noi, în același scop.

Din cele expuse mai sus, însă, precum și din cele ce vor fi spuse la capitolul « Eocen » reiese că există motive pe baza cărora nu putem considera identice Șisturile negre din Poiana Lepșa cu șisturile calcareoase dintre Piatra Streiului și P. Ciutei (Strate de Cașin). Cu alte cuvinte, în V. Putnei, începînd de la gura Pîrîului Lepșei spre E, sîntem confrunțați cu o serie de orizonturi din ce în ce mai tinere ca vîrstă și anume mergînd de la Senonian și pînă la Oligocen. Din aceste orizonturi, numai primele două — orizontul Șisturilor negre și al Stratelor de Tisaru *str. s.* — s-ar putea încadra în definiția dată de SAVA ATHANASIU. Șisturile negre fiind separate acum ca orizont aparte, rămîn în cadrul acestei definiții numai stratele de « silexuri (Hornsteine) roșii și verzi », pentru care am adoptat denumirea de « Strate de Tisaru *str.s.* ».

În sfîrșit este interesant de menționat că toate Stratele de Tisaru citate în literatura geologică romînească din alte regiuni decît V. Putnei (2, 23, 79) ca și echivalentul lor din literatura poloneză (148, 166), aparțin Senonianului unei unități tectonice superioare celei din V. Putnei.

O listă a sinonimiilor stabilite pentru Stratele de Tisaru a fost dată de I. ATANASIU (11).

3. VÎRSTA ȘISTURILOR NEGRE ȘI A STRATELOR DE TISARU *STRICTO SENSU*

Argumente paleontologice sigure pentru precizarea vîrstei acestor două orizonturi sînt relativ puține. Datele din literatură se referă în special la Stratele de Tisaru *str. s.* și ele ne permit să facem următoarele considerațiuni:

G. MACOVEI (79) descrie un complex de strate în V. Bistriței care ar corespunde cu Stratele de Tisaru *str. s.* din Putna și pe baza unui exemplar de *Desmoceras* cfr. *ponsianum*, atribuie Stratelor de Tisaru o vîrstă coniaciană.

ȘT. MATEESCU (87) citează din Stratele de Tisaru *str. s.* fragmente de scoici de *Inoceramus balticus* ori *Inoceramus salisburgensis* și pe această bază le consideră senoniene.

M. FILIPESCU citează în conglomeratele și gresiile din Stratele de Tisaru în sensul definiției sale, prisme de Inocerami, ceea ce îl determină să atribuie o parte din aceste strate și Senonianului (50).

Vîrsta senoniană a Stratelor de Tisaru *str. s.* pare a fi deci justificată și pînă la găsirea unor documente mai complete, am adoptat-o și noi în această lucrare.

Stratele de Tisaru *str. s.* ar fi în acest caz pentru unitatea inferioară din V. Putnei, echivalentul stratigrafic, cel puțin în parte, al stratelor cu Inocerami (Stratele de Hangu) din baza pînzei Gresiei de Tarcău din restul Carpaților Orientali și a Pînzei mediane din regiunea de curbură.

În ceea ce privește orizontul Șisturilor negre din V. Putnei, datele sînt mai puțin concludente. Din literatura noastră nu se cunosc date paleontologice.



Singurele resturi fosile ar fi reprezentate prin mulajul de *Pecten* sp. și exemplarul de Inoceram găsit în P. Streiului.

Ținând seamă de faptul că există o tranziție gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.*, sîntem obligați să admitem că orizontul Șisturilor negre se situează pe scara stratigrafică imediat sub acestea din urmă.

Plecînd de la ideea că Stratele de Tisaru *stricto sensu* sînt senoniene, ca echivalent al Stratelor cu Inocerami, am admis că Șisturile negre sînt tot senoniene și anume senonian-inferioare. Exemplarul de Inoceram găsit de GH. OLTEANU, sprijină acest punct de vedere.

Admițînd că Șisturile negre din Putna sînt echivalente cu Șisturile negre din restul Carpaților Orientali, iată care sînt considerațiunile care se pot face cu privire la vîrsta lor:

Se știe că în privința vîrstei Șisturilor negre din Carpații orientali romînești, cercetătorii sînt și astăzi grupați în jurul a 2 concepții: o concepție care admite vîrsta barremiană a Șisturilor negre și alta care admite vîrsta senoniană a lor.

Următoarele argumente pledează pentru vîrsta barremiană a Șisturilor negre:

1. Șisturile negre par să iasă de sub Apțian în tot lungul Carpaților. G. MACOVEI (1, 79) afirmă că există trecere gradată de la aceste Șisturi negre, pe de o parte, la Apțianul de deasupra și pe de altă parte, la Valanginian-Hauterivianul de dedesubt (Stratele de Sinaia). Concordanța dintre Șisturile negre și Apțian este susținută și de I. ATANASIU (11).

2. Argumente paleontologice:

a) HERBICH citează un exemplar de *Hoplites (Neocomites) neocomiensis* D'ORB. la Covasna și un *Hoplites (Leopoldia) castellanensis* D'ORB. la N de Tg. Săcuiesc.

b) Fauna cu *Acanthoceras albrechti austriacae*, descrisă de WISNIEWSKI, în Galiția, lângă Dobromil (79).

Argumentele în sprijinul vîrstei senoniene a Șisturilor negre sînt:

1. Trecerea gradată de la Șisturile negre la stratele cu Inocerami în V. Troțușului, la Brusturoasa și în V. Uzului (19).

2. Trecerea gradată pe orizontală de la Șisturile negre din zona Covasna—Dămăcuș, la marnele roșii senoniene de la izvoarele Siriului (51, 52).

3. Trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele de Tisaru *str. s.* în V. Putnei (61).

4. Idem în Bucovina (23).

5. Trecerea gradată de la Șisturile negre la Stratele cu Inocerami în Carpații polonezi (148, 166).

În Carpații orientali polonezi dintre Boryslaw și Prut, K. TOLWINSKI (166) descrie următoarea succesiune stratigrafică pentru Cretacic, care de jos în sus este următoarea:



Marne silicioase și Șisturi de Spas: Șisturi negre cu silex și intercalațiuni de șisturi roșii.

Strate cu Inocerami: gresii calcaroase cu șisturi verzui; marne cu Fucoide în partea mijlocie.

Strate plachetate: șisturi verzi și roșii, gresii cuarțitice și gresii albastrii calcaroase.

Gresii de Jamna.

Pe Ceremuș, între Jablonița și Hryniawa, Z. PAZDRO (148) descrie la baza Pinzei de Czarnohora, următoarea succesiune tot de jos în sus:

Șisturi silicioase dure, negre, cu intercalații subțiri de gresii fine, puțin calcaroase și rare de șisturi verzi. Grosimea 120 m. La partea inferioară a acestui nivel, s-au găsit Inocerami (*Inoceramus* sp.).

Nivel de gresii: gresii cuarțitice, fine, cenușiu-închise, dure, brune sau albe. În sus, apare o rocă silicioasă neagră, cu aparență de jasp, apoi intercalații de Șisturi negre nisipoase ori șisturi argiloase, amintind șisturile menilitice. Grosime cca 180 m.

Nivel de silex: gresii cuarțitice, vitroase, cu hieroglife mici. La partea superioară apar intercalații de șisturi argiloase, amintind șisturile menilitice, apoi o serie de silexuri brune ori negre. Grosime 50 m.

Șisturi vărgate: șisturi argiloase roșii închise, roșii-cireșii și verde închis, uneori silicioase. Grosime 30 m.

Deasupra urmează concordant o puternică serie de gresii micacee și Strate cu Inocerami în care s-au găsit fragmente de Inocerami și Belemniti, apoi urmează Gresia de Jamna și în fine gresii verzi, micacee cu intercalații de șisturi roșii (Eocen).

6. În Cuveta mesozoică marginală din Bucovina, D. ȘTEFĂNESCU (153) citează Șisturi negre deasupra Apțianului și le atribuie o vîrstă gault-cenomaniană; în orice caz, deci, o vîrstă mai nouă decît Barremianul.

7. În regiunea de la S de Stulpicani, GH. CERNEA (35), consideră Șisturile negre de vîrstă turon-senonian-inferioară, pe baza poziției lor stratigrafice.

8. Argument paleontologic: *Rosalina stuarti* J. DE LAPP., găsită de M. FILIPESCU, la Covasna (52).

Atît datele citate din literatura noastră cît și cele din literatura poloneză, ne-au determinat să adoptăm concepția vîrstei senoniene a Șisturilor negre.

S-ar putea obiecta că Șisturile negre din V. Putnei nu sînt același lucru cu Șisturile negre din restul Carpaților.

Asociația Șisturilor negre cu Stratele de Tisaru str. s. în Bucovina (23) și în Polonia (148, 166), sînt pentru noi argumente suficient de convingătoare pentru a considera Șisturile negre din V. Putnei, echivalente cu Șisturile negre din Carpați, cunoscute sub numele de Strate de Șipote sau Strate de Audia.

Pentru motive petrografice și faunistice, M. FILIPESCU afirmă că Șisturile negre din V. Putnei nu pot fi echivalate cu Stratele de Audia. În cazul cînd vorbind de Șisturile negre din Putna se referă la șisturile dintre Piatra Streiului și P. Ciutei, împărtășim întru totul părerea sa, pentru că aceste strate (Stratele de Cașin eocene) se deosebesc în adevăr și petrograficește și faunistic de Șisturile negre senoniene.

În ipoteza că Șisturile negre sînt de vîrstă senonian-inferioară, se înțelege că părerea lui D. M. PREDĂ și anume că Șisturile negre ar fi « un facies al complexului de depozite senoniene sincrone pe de o parte cu marnele roșii cu Rosaline și pe de altă parte cu Stratele cu Inocerami » se poate susține, dar concluziile cu privire la provinciile paleogeografice de sedimentare trebuiesc modificate. În adevăr, se poate vorbi de o sincronizare a Șisturilor negre cu marnele roșii cu Rosaline în « zona de solzi » (51), în sensul că Șisturile negre admit, începînd din P. Dămăcușa spre S, tot mai multe intercalații de marne roșii, așa fel că în V. Siriului, marnele roșii predomină net, iar Șisturile negre se păstrează numai ca puține intercalațiuni. Considerînd, însă, variațiunile de facies pe direcția E—W, constatăm în primul rînd o asociație între Șisturile negre și Stratele de Tisaru *str. s.* (pe care le considerăm echivalente cel puțin în parte cu Stratele cu Inocerami) și în al doilea rînd, că această asociație aparține unei arii de sedimentare mai externă decît cea în care s-au depus Stratele cu Inocerami tipice. Consecința acestui fapt este că în acest caz nu se mai poate vorbi de o provincie carpatică cu Senonian în faciesul Șisturilor negre și de o provincie de Vorland cu Senonian în faciesul Str. cu Inocerami, în sensul dat de PREDĂ. Prezența în cantitate mare a elementelor verzi de tip dobrogean în Șisturile negre din V. Putnei, ne îndreptățește susținerea acestui punct de vedere.

II. EOCENUL

A) PÎNZA MEDIANĂ

În cuprinsul acestei unități, Eocenul este dezvoltat sub formă de faciesuri diferite, între care se constată tranziții gradate. Aceste treceri gradate între faciesurile componente ale Eocenului, precum și poziția geometrică a diferitelor elemente tectonice care intră în alcătuirea Pînzei mediane, nu justifică separarea acestei unități în pînze independente, așa cum este cazul pentru regiunea Văii Tazlăului (11).

În linii mari, sîntem confrunțați, în Eocenul Pînzei mediane, cu un facies intern (vestic) și cu unul extern (estic), între ele situîndu-se diferite faciesuri intermediare.

Pentru ușurința expunerii, voi trata mai întîi cele două faciesuri extreme și după aceasta, voi arăta diferitele stadii de tranziție între aceste faciesuri extreme ale Eocenului Pînzei mediane.



1. FACIESUL VESTIC (INTERN)

Acest facies este caracterizat prin prezența Gresiei masive de Tarcău.

În regiunea dintre Zăbala și Buzău, marginea externă a zonei cu Gresie masivă de Tarcău, coincide cu o linie care trece pe la W de Piatra Secuiului și de satul Gura Teghii (linia pe care apare fișia de Senonian de la S de Neharna Mică)¹⁾.

La W de această linie se găsește o serie de solzi constituiți din Eocen și Oligocen.

În Eocenul acestor solzi se pot deosebi două orizonturi: un orizont inferior cu Gresie masivă de Tarcău și un orizont superior, constituit din marno-argile verzi și roșii și din gresii cu hieroglife (Stratele de Plopu).

a) *Orizontul inferior* este alcătuit din Gresie de Tarcău, în bancuri groase de 3—4 m (rar 8—10 m), cu intercalațiuni subțiri de marne cenușii, în parte nisipoase și foarte micacee, sau de argile cenușii, uneori cu eflorescențe galbene de sulfati. Petrografic, Gresia de Tarcău este o gresie mijlociu grăunțoasă sau grosieră, uneori chiar conglomeratică, cenușiu-albăstruie în spărtură proaspătă și gălbui-murdară pe suprafețele alterate. Este un depozit cu caracter de molasă, cu material de origine carpatică.

Studiul petrografic amănunțit al Gresiei de Tarcău îl datorăm lui M. FILIPESCU²⁾ (49, pag. 109). După descrierea sa, în constituția acestei roce intră:

Material detritic: granule de cuarț și feldspat, lamele de muscovit, biotit și clorit și fragmente de cuarțit, micașist, calcar organogen, roce silicioase chimice și diabaz. Conținutul în minerale grele (granat, zircon, staurolit și topaz) este considerat de FILIPESCU caracteristic pentru Gresia de Tarcău.

Minerale autigene: pirită și glauconit.

Cimentul este calcaros: calcit bine cristalizat.

Organisme, în general foarte rare: Nummuliți, Rotalii, Orthophragmine, Assiline.

Roca este uneori pigmentată printr-o materie brună cu reflex mat, probabil de natură organică și prin oxizi de fier (49, pag. 110).

Pe coloanele stratigrafice I — III (pl. 5), se poate vedea constituția orizontului inferior al Eocenului cu Gresie masivă de Tarcău.

Coloana I reprezintă Eocenul din V. Buzăului, din dreptul Băilor Siriului.

Se remarcă mai întâi grosimea mare a acestui orizont — aproape 1400 m — apoi frecvența intercalațiilor conglomeratice.

¹⁾ În discuțiunile făcute la comunicările lui G. MURGEANU din 1932 și 1949, M. FILIPESCU a subliniat importanța acestei linii, socotind-o în același timp ca o linie de separare a 2 unități tectonice deosebite.

²⁾ M. FILIPESCU o denumește Gresie de Fusaru—Tarcău.



Baza Orizontului inferior cu Gresie de Tarcău nu este deschisă; pe coloană am considerat că ea este tăiată tectonic, aceasta pentru motivul că lipsește aici pachetul de strate pe care, în alte părți, l-am considerat ca aparținând Eocenului cel mai inferior.

Așa cum am afirmat mai sus, nu a fost în adevăr nicăieri observat contactu dintre Eocen și Senonian. Totuși pe Culmea Giurgiu—Mușă Mică, ca și în P. Giurgiului, se poate observa că la baza Gresiei masive de Tarcău, bancurile de gresie sînt înlocuite treptat prin strate mai subțiri de gresii calcaroase, fine, albastrii, cu hieroglife. Acestea ar reprezenta Eocenul cel mai inferior.

În coloanele II și III, care reprezintă Eocenul unui solz mai extern, Orizontul inferior al Gresiei masive de Tarcău este mai puțin deschis: cca 600 m în Bîsca Mare și 300 m în P. Leordeanu. Intercalațiunile conglomeratice sînt rare, în schimb sînt mai frecvente și mai groase intercalațiunile de marno-argile verzi și de gresii micacee, calcaroase, cu hieroglife.

Grosimea Orizontului inferior cu Gresie de Tarcău, atît cît este deschis în regiune, variază atît pe direcția E—W în diverși solzi cît și în lungul lor.

În general, grosimea sa este mai mare în solzii cei mai interni (vestici): 1200 m, în V. Zăbala la confluența cu P. Întercătoarea, 1400 m, la Băile Siriului și 1800 m, în V. Nehoiașului (127).

Cauzele acestor variațiuni sînt pe de o parte, de natură tectonică (reduceri tectonice), pe de altă parte, de natură stratigrafică. Vom vedea mai departe că, în general, grosimea Eocenului scade treptat, cu cît se merge spre exteriorul ariei de sedimentare.

Lista de sinonimii pentru Gresia de Tarcău, destul de bogată de altfel, a fost dată de I. ATANASIU în lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului marginal (11, pag. 153, 154). Cea mai nouă este aceea a lui M. FILIPESCU (49, 51, 52) care atribuie Eocenului în facies median gresia descrisă mai sus și denumită de el Gresie de Fusaru—Tarcău. Această denumire nu se mai poate menține acum deoarece o parte din gresiile micacee asemănătoare cu Gresia de Tarcău eocenă, s-au dovedit că aparțin Oligocenului și sînt separate sub denumirea de Gresie de Fusaru. Din acest motiv pe harta noastră apar 2 zone de Oligocen în regiunea Gura Siriului și la Cașoca—Broasca, adică acolo unde pe harta FILIPESCU este figurată o zonă unitară cu Gresie de Fusaru—Tarcău.

În lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului marginal (11, pag. 162—163) I. ATANASIU propune restrîngerea denumirii de Gresie de Tarcău la unități stratigrafice diferite și anume:

Gresie de Tarcău pentru complexul grezos din cuprinsul Pînzei de Tarcău, așa cum este definită de el în regiunea dela W de Tazlău;

Gresie de Moinești, pentru gresiile de tip Tarcău din cuprinsul Pînzei de Tazlău, și



Gresie de Uzu, pentru solzii mai interni ai Pînzei de Tarcău, în care faciesul grezos de Tarcău invadează și orizontul roșu al Eocenului cu marne roșii.

În regiunea cercetată de noi, această nomenclatură nu se poate aplica. Din motive care vor fi arătate mai departe, nu putem separa în regiune o unitate independentă care să corespundă Pînzei de Tazlău și deaceia nu găsim necesară nici introducerea denumirii de Gresie de Moinești pentru intercalațiile sub formă de pachete de Gresie de Tarcău. Pe de altă parte, separarea zonelor de Oligocen în interiorul zonei considerată pînă acum ca fiind constituită exclusiv din Gresie de Tarcău, atrage după sine și separarea Orizontului superior al Stratelor de Plopu, de unde concluzia că o invadare a Eocenului superior de către Gresia de Tarcău, în regiunea noastră nu se poate susține.

Vîrsta Gresiei de Tarcău, așa de mult discutată în literatura romînească pare a constitui după majoritatea opiniilor actuale, o problemă rezolvată. În regiunea Bacău, I. ATANASIU (11) afirmă că Gresia de Tarcău din solzii cei mai externi ai Pînzei de Tarcău, se sprijină pe marno-calcare șistoase, în parte eocene, dar conținînd pe alocuri Inocerami. Sprijinindu-se, deci, pe strate cu Inocerami senoniene și suportînd Stratele de Plopu, eocene, Gresia de Tarcău nu poate avea decît o vîrstă eocenă. În regiunea dintre Putna și Buzău, am adoptat în întregime punctul de vedere al profesorului I. ATANASIU cu privire la vîrsta Gresiei de Tarcău¹⁾, aceasta cu atît mai mult cu cît poziția acestei gresii între Senonian cu Inocerami și între Stratele de Plopu, este evidentă în cîteva profile din bazinul Văii Zăbala.

b) *Orizontul superior (Stratele de Plopu)*. Orizontul Gresiei masive de Tarcău este acoperit în toate profilele întîlnite de un pachet de strate constituit, din argile verzi și roșii cu intercalații subțiri de marne cenușiu-închise și parțial nisipoase și cu intercalațiuni sau în alternanță cu gresii subțiri (5—15 cm) calcaroase, fine, micacee, curbicorticale, cu hieroglfe și uneori cu Fucoide. Acestea sînt Stratele de Plopu, separate și denumite, astfel, de I. ATANASIU (11).

În profilul cel mai intern dela Băile Siriului (col. I, pl. 5), în constituția acestui orizont sînt figurate marne verzi și marno-argile roșietice, cu intercalațiuni de marno-calcare albicioase cu numeroase Fucoide și cu intercalațiuni subțiri de gresii calcaroase cu hieroglfe. Aspectul general al acestor strate în profilul dela Băile Siriului (S de Piatra Zăpezii), amintește întru cîțva Eocenul de Șotriale.

Prezența marno-calcarelor se pare că devine mai frecventă la W de Buzău, în Stratele de Plopu din profilele interne și acest fapt, combinat cu destrămarea Gresiei de Tarcău, a determinat probabil pe GR. POPESCU să opineze

¹⁾ Mă refer bineînțeles, la Gresia de Tarcău de sub Stratele de Plopu și menilitele inferioare.



că Eocenul de Tarcău trece lateral în Eocenul de Șotriș, la W de Rîul Teleajen (127). În profilul din P. Leordeanu (col. III, pl. 5) aceste marno-calcare apar numai sub forma a cîtorva intercalațiuni foarte subțiri.

Grosimea Stratelor de Plopu variază în regiunea noastră între 200—300 m. În general se poate vorbi de o creștere a grosimii acestui orizont dela N spre S. Această creștere este vizibilă pe coloanele II și III (pl. 5), unde în cuprinsul aceluiași solz, Stratele de Plopu au o grosime de cca 250 m, în Bîsca Mare și de cca 300 m, în P. Leordeanu.

Trecerea dela Stratele de Plopu la Orizontul Gresiei de Tarcău se face gradat, dar destul de repede. Aproape de limită, intercalațiile de gresii cu hieroglife devin predominante, mai groase și ceva mai grosiere, căpătînd repede aspectul bancurilor de gresie tipică de Tarcău.

În sus, Stratele de Plopu sînt acoperite de către Gresia de Lucăcești sau, în cazurile cînd aceasta nu există (cum e cazul profilului dela Băile Sîrului), de către marnele bituminoase și menilite. Trecerea de la Stratele de Plopu la Gresia de Lucăcești, se face foarte repede, pe o grosime de 3—4 m. Intercalațiile de gresii cu hieroglife devin mai puțin micacee și mai puțin curbicorticeale, ceva mai groase și capătă repede caracterul Gresiei de Lucăcești.

Poziția constantă a Stratelor de Plopu între Gresia de Tarcău și Gresia de Lucăcești sau orizontul menilitelor inferioare, este suficient de elocventă pentru stabilirea vîrstei lor. Ținînd seamă de faptul că limitele superioare și inferioare sînt stratigrafic normale și considerînd că Oligocenul începe cu Gresia de Lucăcești sau cu Orizontul menilitelor inferioare, Stratele de Plopu nu pot fi atribuite decît Eocenului superior. Studiile de microfună făcute de către R. NORTH și I. PĂTRUȚ în Paleocenul din regiunea Prahova, confirmă acest punct de vedere (110).

Din datele comunicate de GR. POPESCU (127), reiese că la W de Buzău Gresia de Lucăcești nu mai este dezvoltată. Disparația Gresiei de Lucăcești se datorește cu siguranță nu la cauze tectonice, ci faptului că nu a fost depusă ca atare, fiind substituită de marno-argile și gresii cu hieroglife de tipul celor din Stratele de Plopu.

Dacă atribuim Gresiei de Lucăcești vîrsta oligocenă, sîntem obligați să admitem că partea cea mai superioară a Stratelor de Plopu, sincronă cu Gresia de Lucăcești substituită, aparține Oligocenului celui mai inferior. Vom vedea mai departe că aceeași problemă se pune la fel și pentru Stratele de Biserici din cuprinsul Unității inferioare.

2. FACIESUL ESTIC (EXTERN)

Acest facies este caracterizat prin prezența marno-argilelor verzi și liliachii sau fumurii, cu intercalațiuni de gresii calcaroase cu hieroglife, de marno-calcare, de calcare silicioase și de conglomerate verzi cu Nummuliti.



Un profil complet deschis și continuu în acest Eocen, lipsește în regiunea cercetată. Totuși, conexînd diferitele fragmente de profil deschise în regiunea Vintileasca, se poate reconstitui un profil de Eocen de cca 350 m grosime, în care se pot recunoaște cele 3 orizonturi separate de Șt. MATEESCU (86).

Este incontestabil că lipsește foarte mult din Eocenul dezvoltat în acest facies, dat fiind caracterul tectonic al regiunii, însă pe porțiunea deschisă, caracterele sale sînt așa de diferite de cele ale Eocenului de tip intern și așa de pregnante, încît justifică separarea unui tip de Eocen dezvoltat într-un facies de sine stătător. Și cum în cuprinsul Pînzei mediane acest tip de Eocen apare la marginea sa estică, l-am considerat ca reprezentînd cel mai extern facies de dezvoltare al Eocenului acestei unități în pînză.

M. FILIPESCU (observațiuni la comunicarea prof. G. MURGEANU din 1932), crede că Eocenul dezvoltat în acest facies aparține unei alte unități tectonice decît Pînza mediană — unei digitații a acestei pînze — sau eventual chiar Zonei marginale. Prezența materialului exotic îl face să creadă că acest facies s-a sedimentat în altă zonă a geosinclinalului și nu în aceeași zonă în care a fost sedimentat Eocenul Pînzei mediane.

În ceea ce ne privește, dat fiind faptul că pe de o parte există tranziția gradată între faciesul intern și cel extern cu întrepătrunderi ale materialului de origine carpatică cu cel provenit din Vorland și pe de altă parte, condițiile tectonice sînt uniforme pe tot cuprinsul zonei de Fliș dela S de Zăbala, rămînem la convingerea că această zonă aparține aceleiași Pînze mediane, unitară.

Eocenul dezvoltat în acest facies, seamănă foarte mult cu Stratele de Tg. Ocna, denumite astfel de TEISSEYRE (160) și considerate multă vreme ca reprezentînd un facies marginal al Eocenului (11,79).

Noțiunea de «facies marginal» fiind legată și de o unitate tectonică marginală, independentă, socotim că pentru evitarea confuziilor, denumirea de facies marginal nu trebuie întrebuintată atunci cînd sîntem confrunțați cu o unitate tectonică superioară Unității marginale, așa cum este cazul de față al Pînzei mediane. Este foarte just că între cel mai extern facies al Pînzei mediane și cel mai intern facies al unității marginale, există multe asemănări. Vom vedea mai departe însă că faciesul propriu zis marginal al Eocenului Unității marginale diferă mult de faciesul extern al Pînzei mediane și pentru acest motiv, considerăm că noțiunea de „marginal” trebuie evitată atunci cînd este vorba de o unitate în pînză, fie că este vorba de Pînza mediană, fie că este vorba de Pînza Gresiei de Tarcău la Tg. Ocna¹⁾.

¹⁾ În regiunea Tg. Ocna, concepția noastră diferă de a prof. I. ATANASIU (11), în sensul că și în acea regiune ca și la S de Zăbala, noi credem că sîntem confrunțați cu o singură unitate în pînză, cu aceleași tranziții de facies în Eocen. Astfel văzută problema, Eocenul pînzei ar fi dezvoltat la Tg. Ocna într-un facies echivalent faciesului estic (extern) din regiunea Zăbala.



3. FACIESURI INTERMEDIARE

Între cele două faciesuri extreme ale Eocenului Pînzei mediane, există o serie de tipuri intermediare în care se poate urmări o tranziție gradată de la faciesul intern cu Gresie masivă de Tarcău, la faciesul extern cu marno-argile, gresii cu hieroglife, calcare grezoase, marno-calcare și conglomerate verzi.

Deja în primele 3 coloane stratigrafice menționate mai sus, se vede că intercalațiunile de marne și argile devin mai numeroase spre exterior, iar în interiorul aceleiași element tectonic (solz), ele devin mai numeroase spre S.

La răsărit de linia care mărginește zona cu Gresie masivă de Tarcău, sau mai precis în solzii de la E de fișia de Senonian din Neharna Mică, Eocenul prezintă următoarea dezvoltare:

Pe Plaiul Seciul Lăcătușului — Poiana Țigăncei (col. IV. pl. 5) Eocenul apare pe o grosime stratigrafică de cca 1200 m și în constituția sa intră următoarele 3 orizonturi:

a) *Orizontul inferior*, în care argilele verzi alternează cu calcare cenușii grezoase, adesea silicioase, cu hieroglife și cu calcare marnoase verzui în spăr-

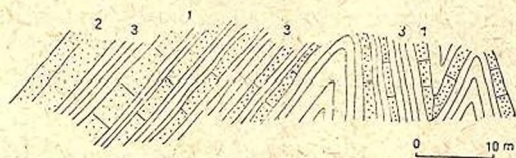


Fig. 2. — Pîriul Zîrna Mică. Deschidere în Senonian, aproape de contactul cu Eocenul.

- 1, Calcare grezoase cu diacaze de calcit și cu hieroglife;
2, gresii glauconitice; 3, argile verzi și cenușii.

tură proaspătă și albicioase pe suprafețele alterate. În cîteva deschideri au fost observate și intercalații de marne cenușiu-închise. Calcarele grezoase conțin adesea elemente verzi, foarte numeroase, în special pe fețele lor inferioare de stratificație. Pe aceste fețe conglomeratice, se găsesc uneori Nummuliti. Lithologic, acest orizont se deo-

sebește, în general, greu de Senonianul subjacent. Prezența Nummulitiilor constituie criteriul principal de separare. Contactul dintre Senonian și Eocen nu a fost observat. În P. Zîrna Mică și în V. Boului, deschideri în Senonianul superior arată strate cutate puternic (fig. 2), așa cum este de altfel cazul pentru tot Senonianul de la confluența Pîriului Lapoș cu Zăbala. Aceste observațiuni ne-ar face să bănuim existența unui contact anormal între Senonian și Eocen. Judecînd după răspîndirea pe hartă a Senonianului și Eocenului, ne îndoim că acest contact ar putea fi tectonic.

Cutele menționate mai sus în Senonianul superior, ar putea fi însă puse eventual pe seama unei orogeneze laramice (post-senoniene), așa cum sugerează I. PĂTRUȚ (118), încercînd să interpreteze prismele de Inocerami semnalate de M. FILIPESCU în Gresia de Fusaru — Tarcău. În această privință, însă, socotim că argumentele noastre nu sînt suficiente. Vom vedea mai departe că

aceeași problemă se pune la fel și pentru contactul Senonian — Eocen din cuprinsul Unității inferioare.

Grosimea orizontului inferior din Eocenul de pe Plaiul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei, se poate estima la aproximativ 300 m.

b) *Orizontul mijlociu* este constituit din pachete groase de argile verzi, marne cenușiu-închise și gresii cu hieroglife, cu intercalații de pachete de Gresie de Tarcău. Foarte rar se găsește câte o intercalație subțire, conglomeratică, cu elemente verzi și Nummuliti.

Cea mai mare grosime a pachetelor de Gresie de Tarcău poate ajunge 40 m, iar grosimea totală a Orizontului mijlociu poate fi apreciată la cca 700 m. Raportul între Gresii de Tarcău pe de o parte, și argilele și gresii cu hieroglife pe de altă parte, este de cca $1/5 - 1/6$ în orizontul mijlociu din profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei. Acest raport este încă și mai redus — până la $1/15$ — în profilul din P. Varlamului (col. V, pl. 5), adică în Eocenul aceluiași solz, la o distanță de cca 15 km spre SW. În P. Varlamului este redus și numărul pachetelor de Gresie de Tarcău intercalate, precum și grosimea pachetelor rămase. În V. Buzăului, la Păltineni, Gresia de Tarcău nu mai apare decât sub forma câtorva intercalații, sub 1 m grosime fiecare. Constatarea aceasta ne duce la concluzia că reducerea Gresiei de Tarcău se face nu numai pe direcția E—W, adică perpendicular pe structuri, ci și în lungul structurilor, de la N spre S.

Subțierea Gresiei de Tarcău spre S pare a fi un fenomen regional, ea fiind semnalată și de GR. POPESCU la W de V. Buzăului (127). În profilele de la fundul Piriului Bîsca Chiojdului, acest autor constată, pe măsură ce înaintează spre W, o îngroșare treptată a orizontului Stratelor de Plopu, îngroșare care se face foarte probabil în detrimentul Orizontului Gresiei de Tarcău.

c) *Orizontul superior* este constituit din argile și marne argiloase verzi și roșii, cu intercalațiuni subțiri (10 — 20 cm) de gresii calcaroase, micacee, cu hieroglife, parțial curbicorticeale. Este vorba deci tot de Orizontul Stratelor de Plopu. La partea lor cea mai superioară, imediat sub Orizontul Gresiei de Lucăcești, apar în profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei, câteva intercalațiuni de gresii verzui calcaroase, glauconitice, groase de 30—40 cm. Prin mărimea și uniformitatea elementelor componente, aceste gresii fac trecerea spre Gresia de Lucăcești.

Grosimea Stratelor de Plopu, atât în profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei, cât și în P. Varlamului, este de cca 200 m.

Așa cum a fost descris, Eocenul din profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei amintește în oarecare măsură faciesul intermediar descris de I. ATANASIU în regiunea Tazlău, caracterizînd acolo o unitate tectonică independentă, Pinza de Tazlău. În capitolul asupra tectonice, vom arăta că în regiunea



noastră nu avem motive suficiente care să justifice separarea unei unități în pînză, independentă.

În solzul imediat următor de la E, fenomenul de reducere a faciesului grezos de Tarcău este și mai accentuat, iar separarea Eocenului în orizonturi de sine stătătoare, este practic aproape imposibil de făcut pe criterii lithologice. Așa de ex. pe versantul vestic al Culmei Prelunca—Furul Mic sau pe Plaiul Mortatului, la W de P. Slănic, s-ar putea separa un pachet de maximum 20 m grosime de Gresie de Tarcău. Restul profilului de Eocen, atît cît se vede deschis, este alcătuit din argile verzi și gresii cu hierogliffe, de tipul celor ce erau frecvente în Orizontul mijlociu din profilul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei sau P. Varlamului. În interiorul aceleiași solz, la cca 20 km spre SW de Plaiul Mortatului, Gresia de Tarcău este practic absentă. O coloană stratigrafică în Eocenul de la Colții de sus de ex. (col. VI, pl. 5), arată că pe o grosime de cca 900 m, Eocenul este alcătuit dintr-o alternanță monotonă de argile, marne și gresii subțiri.

Argilele sînt verzi, slab nisipoase; marnele (mai puțin frecvente decît argilele) sînt cenușiu închise și, în general, nisipoase; gresiile sînt cenușiu-albăstrui în spărtură proaspătă, și calcaroase, fine, subțiri (5—20 cm), curbicorticeale (în special către fața superioară a stratului) și cu numeroase hierogliffe.

La partea superioară a acestui pachet de strate, la aproximativ 20 m sub Gresia de Lucăcești, se găsește o intercalație de cca 10 cm de gresie conglomeratică cu elemente de șisturi verzi și cu Nummuliti, iar la cca 200 și 400 m sub limita Eocen-Oligocen, se găsesc două intercalații sub 1 m grosime de gresie micacee, care amintește Gresia de Tarcău. Aceste intercalații se mai pot încă observa în V. Buzăului la N de Mlăjet. În regiunea Colți și V. Buzăului, ele reprezintă ultimele vestigii ale elementului grezos de tip Tarcău către marginea externă a Pînzei mediane, iar intercalația de gresie conglomeratică cu elemente verzi reprezintă apariția cea mai internă, vizibilă, a elementelor verzi, în Eocenul din cuprinsul acestei unități.

Tipul de Eocen, descris în regiunea Colții de Sus, prezintă foarte mari asemănări cu Stratele de Plopu din Eocenul faciesului intern. Deosebirea constă în lipsa intercalațiilor roșii foarte caracteristică pentru Stratele de Plopu și care aici se întîlnesc numai sub formă de pete roșcate cu totul sporadice.

În profilul de la Colți, intercalațiile de calcare grezoase și de marno-calcare, caracteristice Orizontului inferior din Eocenul de la Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncei, lipsesc. Dat fiind că la Colți Eocenul este deschis pe o grosime stratigrafică de numai 900 m, este foarte probabil ca Orizontul inferior calcaros să lipsească aici tectonic. Porțiunea deschisă este însă atît de caracteristică prin monotonia alternanței de marno-argile și de gresii cu hierogliffe, încît am socotit justificată denumirea acestui tip de dezvoltare a Eocenului, cu numele de «Eocen de Colți». Aceasta cu atît mai mult, cu cît la W de Buzău, în regiunea Pintenului de Văleni, Eocenul apare dezvoltat — atît cît este des-



chis — numai în acest facies, constituind acolo « Stratele cu hieroglife » (94, 156) sau « faciesul marginal : complexul eocen cu hieroglife » (49).

La microscop, gresiile cu hieroglife din Eocenul din V. Sibiciului se prezintă — după descrierile făcute de S. ANTON (156, pag. 2) — ca fiind compuse din « numeroase granule de cuarț colțuroase, prinse într-o masă de ciment argilos-calcaros, fin, cu pigmenti limonitici. Se întâlnesc rare cristale de turmalină, magnetită, muscovită și zircon, ca elemente accesorii, precum și granule de glauconit ca un mineral secundar ».

Intercalația de gresie cu elemente verzi de la partea superioară a Eocenului de Colți prezintă la microscop un material detritic constituit în majoritate din granule de cuarț cu dimensiuni de 0,05 — 0,2 mm, din elemente de șisturi verzi, din foarte rare lamele de muscovit și biotit, din granule sporadice de zircon, rutil și magnetit.

Mineralele autigene sînt reprezentate prin granule de glauconit, concrețiuni moruloide de pirită și pigmenti feruginoși.

Ca resturi organice se întâlnesc Foraminifere: *Globigerina*, *Miliolina*, *Rotalia* și *Orbitoizi*) și spiculi de Spongieri, care prezintă în secțiuni transversale și longitudinale, bine vizibil, canalul central umplut cu calcită și peretele spicului silicios, constituit din calcedonită fibroasă. Cimentul este calcaros, formînd aproape 50% din conținutul rocei, dezvoltat în granule de calcit cu dimensiuni de 0,005 — 0,050 mm.

O descriere mai completă a fost făcută de către M. FILIPESCU pentru gresiile cu hieroglife din Eocenul de la W de V. Teleajenului (49, pag. 111 — 112).

După M. FILIPESCU aceste gresii sînt constituite din:

Material detritic: granule de cuarț foarte colțuroase și foarte bogate în incluziuni de rutil; lamele de mică albă, de biotit și clorit, dispuse în șiruri paralele, de unde textura șistoasă și spărtura curbicorticală a rocei; feldspați, în general plagioclazi; minerale grele: zircon, turmalină, rutil, brockit, topaz, epidot, hornblendă, etc. (granatul foarte caracteristic pentru Gresia de Fusaru — Tarcău, aici lipsește complet).

Minerale autigene: pirită și ceva glauconit.

Resturi organice: lipsesc.

Cimentul este argilos, dar conține insule de carbonat de calciu bine cristalizat.

Prezența materialului detritic în cantitate mare ar fi o dovadă că aceste depozite s-au format în zona neritică, iar lipsa organismelor bentonice sau pelagice, arată că roca s-a sedimentat în condițiuni nefavorabile vieții.

Bogăția în minerale grele ar arăta apropierea țărmului, iar natura lor (în special granulele de cuarț cu incluziuni de rutil), ar fi după M. FILIPESCU, o indicație că materialul detritic « provine de pe Vorlandul geosinclinalului Flișului ». În sprijinul acestei afirmații, M. FILIPESCU citează prezența fragmentelor de șisturi verzi de origine dobrogeană în faciesul cu gresii cu hiero-

glife din Eocenul Carpaților orientali. Am văzut deja că în Eocenul de Colți, prezența elementelor verzi a fost semnalată și acest fapt constituie argumentul cel mai apropiat în sprijinul ipotezei FILIPESCU.

Prezența Gresiei de Tarcău în același Eocen însă, denotă că, în această regiune, origina materialului detritic era mixtă.

Dacă pe baze lithologice o orizontare a Eocenului de Colți nu este posibilă, analizele micropaleontologice făcute de G. VOICU din materialul colectat de noi în acest scop, au dus la concluzia că în Eocenul de Colți se pot deosebi două subzone micropaleontologice și anume:

O subzonă inferioară, caracterizată aproape exclusiv prin prezența Foraminiferelor aglutinante, și

O subzonă superioară, caracterizată prin predominanța formelor aglutinante din subzona inferioară și prin prezența câtorva Foraminifere calcaroase.

În partea cea mai superioară a acestor subzone, acolo unde Foraminiferele calcaroase devin mai abundente, apar și alte forme și anume: Radiolari, spiculi de Spongieri, Ostracode, resturi de Pești, Diatomee.

Cele două subzone micropaleontologice corespund aproximativ celor două jumătăți ale profilului de Eocen de la Colți.

La aceleași concluziuni ajunsese și C. STOICA în urma analizelor făcute în Eocenul din V. Sibiciului (156). Pe baza microfaunei, el confirmă punctele de vedere anterioare cu privire la vârsta orizontului superior al Stratelor cu hieroglfe, considerate ca aparținând Eocenului superior (Bartonian—Priabonian).

Microfauna acestui orizont este asemănată cu microfauna Eocenului de Șotriile (156, pag. 5), iar orizontul în sine, considerat ca fiind dezvoltat în « facies de Șotriile », este paralelizat cu Stratele de Popiele din Polonia.

Dacă pe criterii de microfaună se poate face o împărțire a Eocenului de Colți, în cele două subzone menționate mai sus, din punct de vedere lithologic acest lucru este imposibil de făcut. Tot complexul este caracterizat printr-o alternanță extrem de monotonă de marno-argile și gresii cu hieroglfe, care din punct de vedere petrografic nu are nimic comun cu Eocenul de Șotriile.

La răsărit de linia de apariție a Senonianului din Furul Mic—P. Tisei și la N de o linie care ar uni Ploștina cu Lopătarii, Eocenul este dezvoltat în faciesul extern cu calcare silicioase și conglomerate verzi cu Nummuliți.

Cea mai sudică apariție de calcare și conglomerate verzi cu Nummuliți se poate vedea pe Plaiul Mortatului imediat la N de Vf. Mortatului.

O secțiune subțire printr-o gresie conglomeratică cu elemente verzi din această regiune, arată un material detritic constituit în cea mai mare parte din fragmente de calcare, șisturi verzi și cuarțite și din rare granule de cuarț și plagioclazi.

Materialul autigen este reprezentat prin granule de glauconit și pigmenți limonitici.



Ca resturi organice se întâlnesc Orbitoizi și fragmente de Briozoare. Cimentul calcaros este alcătuit din granule de calcită fin cristalizată, în dimensiuni de 0,10 — 0,020 mm și este, cantitativ, foarte redus față de elementele detritice.

De la linia Ploștina—Lopătari spre S, atît cît este deschis, Eocenul nu prezintă decît marno-argile verzi și gresii cu hieroglife, adică tipul denumit Eocen de Colți. Examinarea hărții ne arată că pe linia amintită, se scufundă structurile anticlinale Pușcăria și Lopătari sub Digitația Lacul Mocearu, așa că dispariția Eocenului calcaros își găsește aici o explicație de natură tectonică.

Repet însă: nu avem nici o dovadă că, în baza Eocenului de Colți, orizontul calcaros, întîlnit la Seciul Lăcătușului, nu se continuă mai departe spre SW.

B) UNITATEA INFERIOARĂ

Urmărind dezvoltarea Eocenului de la W spre E, așa cum am făcut-o pentru Eocenul Pinzei mediane, în Unitatea inferioară din bazinul Putnei deosebim următoarele două faciesuri:

1. FACIESUL DE FLIȘ SAU FACIESUL CALCAROS

În V. Putnei, la W de confluența sa cu P. Brusturosului și în P. Greșului, Eocenul este dezvoltat într-un facies care amintește faciesul extern al Pînzei mediane, sau Eocenul de la Tg. Ocna. El caracterizează aici Subunitatea internă. Atît cît este deschis, acest Eocen este constituit dintr-un Orizont inferior calcaros și un Orizont superior marnos.

a) *Orizontul inferior* constă din calcare cenușii grezoase, groase de 10—60 cm, cu hieroglife, din calcare marnoase alb-verzui cu Fucoide și uneori strate subțiri (2 cm) de conglomerate verzi mărunte. Calcarele grezoase conțin adesea lentile de accidente silicioase, exact așa cum este cazul și pentru Eocenul de la Tg. Ocna. Pachetele calcaroase alternează cu argile șistoase verzi și cenușiu-închise, ocazional chiar argile roșii..

La partea inferioară a acestui orizont de calcare, apare în două deschideri situate imediat mai sus de confluența Greșu—Putna, un pachet de cca 5 m de calcare albe-fumurii, care amintesc foarte bine calcarele din Stratele de Cașin. Din lipsă de deschideri continui, nu se poate afirma cu siguranță dacă aceste calcare sînt normal intercalate în baza Orizontului inferior, sau dacă ele apar aici pe cale tectonică. Din comunicarea lui I. DUMITRESCU (42), rezultă că ele se dezvoltă mult spre S, în regiunea Plaiul Noveselor.

Pe coloana VII (pl. 5), aceste calcare au fost considerate ca fiind intercalate normal în baza Orizontului inferior al Eocenului de Fliș și ar reprezenta aici caractere propriu zis marginale, pe care le vom întîlni tipic dezvoltate în Subunitatea externă. Orizontul inferior este deschis pe o grosime de aprox. 350 m.

b) *Orizontul superior* este alcătuit din marne şi argile verzi şi roşii, şistoase, cu intercalaţiuni subţiri (5 — 20 cm) de gresii cenuşii, calcaroase, micacee, cu hieroglife. Uneori, în special către partea cea mai superioară a orizontului, predomină marnele, care, prin aspectul lor general, amintesc foarte bine Stratele de Biserici; alteori, deschiderile amintesc Stratele de Plopu. Orizontul superior nu este deschis continuu; grosimea sa se poate aprecia la cca 450 m.

Faciesul de Fliş (calcaros) a fost descris de I. DUMITRESCU sub denumirea de Facies de Greşu (42).

2. FACIESUL DE CAŞIN

Denumirea de « Strate de Caşin » a fost utilizată pentru prima dată de noi, în 1939, cu ocazia cercetărilor în zona Flişului dintre Caşin şi Zăbala.

În 1941, I. DUMITRESCU întrebuinţează aceeaşi denumire pentru acelaşi pachet de depozite eocene, deschise în V. Caşinului (41).

În V. Caşinului, Eocenul nu este deschis în întregime. Cel mai complet şi mai frumos profil în Eocenul dezvoltat în faciesul pe care îl denumim « facies de Caşin », este deschis însă în V. Putnei unde, de sub Eocen, apar şi termeni stratigrafici mai vechi (Stratele de Tisaru *str. s.* şi Şisturile negre).

Pe flancul de E al Anticlinalului Poiana Lepşei, deasupra Stratelor de Tisaru *str. s.*, se întâlneşte următoarea succesiune stratigrafică eocenă (col. VIII, pl. 5 şi fig. 3):

a) *Conglomeratele de Piatra Streiului*. Acest orizont, gros de 70 — 80 m, în V. Putnei la confluenţa cu Tişiţa este constituit din conglomerate poligenice în care elementul predominant îl constituie şisturile verzi. Se mai întâlnesc apoi elemente de cuarţ alb şi cenuşiu, gresii negricioase-verzui, uneori calcaroase şi accidente silicioase şi calcare marnoase de tipul celor din Stratele de Tisaru *str. s.* Elemente de tipul Gresiei de Uzu, citate de SAVA ATHANASIU (16), n-au fost observate. Diametrul componentelor este în medie de 5 cm, unele ajung însă 1/2 şi chiar 1 m³. În general aceste componente sînt angulare şi puternic cimentate cu ajutorul unei matrice argilo-silicioasă, cenuşiu-închisă. Conglomeratele sînt stratificate, grosimea individuală a stratelor ajungînd pînă la 2 m. În sus, ele trec gradat la gresii conglomeratice, apoi la gresii mai fine şi calcare grezoase, în masa cărora se găsesc încă răspîndite neregulat, elemente de şisturi verzi.

Un studiu petrografic amănunţit al acestor gresii şi conglomerate a fost făcut de către M. FILIPESCU (50).

În afară de material detritic (cuarţ, feldspat, mică, clorit, glauconit remanent, şisturi verzi) şi minerale epigenice (glauconit, pirită, magnetit, hematit şi limonit) FILIPESCU mai descrie şi numeroase resturi organice, între care menţionăm prisme de Inocerami şi Nummuliţi. Cimentul gresiilor şi conglomeratelor este descris ca fiind constituit din carbonat de calciu, amestecat cu



o substanță argilooasă. Substituirii de silice fibroasă, calcedonie și cuarțină sînt frecvente.

Contactul dintre Conglomeratele de Piatra Streiului și Stratele de Tisaru *str. s.* este anormal. În fig. 3 se vede că în V. Putnei conglomeratele se prezintă sub formă de bancuri verticale, în timp ce Stratele de Tisaru *str. s.* au o înclinare de $30^\circ - 35^\circ$.

Este greu de afirmat dacă acest contact este de natură tectonică sau dacă între Conglomeratele de Piatra Streiului și Stratele de Tisaru *str. s.* există un raport de transgresiune. Pe hartă și în profile am considerat acest contact ca tectonic. În sprijinul acestei interpretări, ne-am bazat pe observațiunile făcute în P. Sării (afluent stîng al Pîrîului Streiului), unde Stratele de Tisaru *str. s.* vin direct în contact cu calcarele din Stratele de Cașin, iar conglomeratele lipsesc complet. Cu toată această interpretare, dacă Stratele de Tisaru *str. s.* reprezintă în adevăr Senonianul, iar Conglomeratele de Piatra Streiului, Eocenul cel mai inferior, lipsa unor depozite daniene precum și a Paleocenului s-ar explica mai ușor prin nedepunerea acestor formațiuni decît pe cale tectonică.

Raporturile figurate în schiță, precum și prezența prismelor de Inocerami semnalată de M. FILIPESCU în conglomerate, pledează mai mult în favoarea caracterului transgresiv al conglomeratelor din Piatra Streiului.

Acest lucru, însă, pune din nou în discuție problema unor cutări post-senoniene (laramice). În sprijinul unei asemenea interpretări, datele pe care le posedăm sînt prea puține deocamdată. Problema este însă pusă și rămîne ca cercetările viitoare să confirme sau să infirme existența unei orogeneze laramice.

Un lucru este totuși sigur: conglomeratele de Piatra Streiului nu sînt dezvoltate pretutindeni în baza Eocenului, cu aceeași grosime. Grosimea maximă pare a fi în V. Putnei, la confluența cu Tișița. Observațiunile noastre la S de Putna, în P. Dălhățăș și în P. Coza, arată conglomeratele mai subțiri și în orice caz cu elemente de dimensiuni mai mici decît cele din Piatra Streiului.

b) *Stratele de Cașin.* Conglomeratele de Piatra Streiului trec gradat la orizontul de deasupra al Stratelor de Cașin. Acest orizont este constituit din calcare grezoase cenușii-brune sau cenușii-fumurii, groase de 5 — 100 cm, cu o spărtură foarte caracteristică prismatică și în alternanță cu gresii marnoase sau marne nisipoase cenușii-brune. Calcarele au adesea diacleze umplute cu calcit.

Stratele mai groase de calcar prezintă numeroase elemente de șisturi verzi răspîndite neregulat în masa lor, în special către fața inferioară a stratului. Frecvența elementelor verzi și a calcarelor, în general, este mai mare în jumătatea inferioară a Stratelor de Cașin. În jumătatea superioară predomină gresiile marnoase și marnele nisipoase.



Grosimea Stratelor de Cașin în V. Putnei, pe flancul estic al Anticlinalului Poiana Lepșei, este de aproximativ 700 m.

Marnele nisipoase spălate și analizate au arătat ceva glauconit și numeroși spiculi de Spongieri.

O secțiune prin calcarele din Stratele de Cașin arată la microscop o masă constituită din granule de calcită cu dimensiuni de 0,005 — 0,025 mm dia-

metru, în care se găsesc diseminate granule de cuarț (0,025 — 0,050 mm) ca material clastic și foarte rare granule de glauconit și concrețiuni de pirită ca material autigen.

În masa calcaroasă apar destul de numeroase resturi organice, reprezentate prin Foraminifere și Alge intens diagenetizate.

c) *Stratele de Bucieș*. Deasupra Stratelor de Cașin, descrise mai sus, urmează, în perfectă continuitate de sedimentare, o serie groasă de 70 — 100 m, constituită din calcare marnoase în plăci de culoare verzui-deschisă în spărtură proaspătă, albe pe suprafețele de alterație și cu numeroase Fucoide. În V. Putnei, jumătatea inferioară a acestui orizont conține și intercalațiuni de calcare grezoase în plăci cenușii-verzui, cu elemente verzi mărunte, iar la partea superioară se văd și intercalațiuni de argile roșii sistoase.

Analiza micropaleontologică a argilelor din Stratele de Bucieș a arătat un conținut de Foraminifere aglutinante de tipul celor întâlnite în Eocenul de Colți.

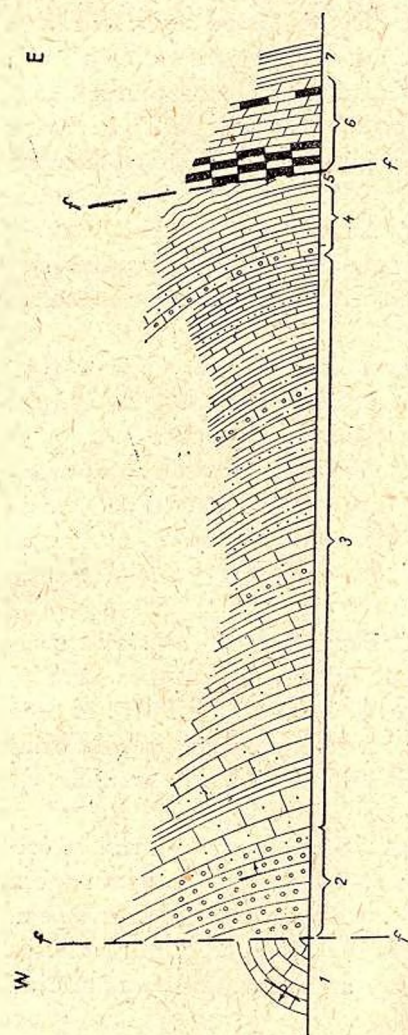


Fig. 3. — V. Putnei. Secțiune schematică prin Eocenul în Facies de Cașin.

1, Strate de Tisaru srr. s.; 2, Conglomerate de Piatra Streului; 3, Strate de Cașin; 4, Strate de Bucieș; 5, Strate de Biserican; 6, marne bituminoase și menilite inferioare; 7, șisturi disodilice.

Intercalațiunile de argile roșii mai dure arată la microscop o masă fundamentală criptocristalină argilooasă, constituită în cea mai mare parte din lamele argiloase cu foarte rare granule de calcită. Masa fundamentală este puternic pigmentată cu o pulbere fină de oxizi de fer, care imprimă rocei culoarea roșie. Materialu

detritic este reprezentat prin granule colțuroase de cuarț (0,025 — 0,050 mm), sporadice lamele de muscovită, fragmente de plagioclazi și zircon. Ca material autigen, se întâlnesc afară de pigmenții limonitici, rare granule de glauconit. Resturile organice sînt reprezentate prin urme de microfosile cu contur sferic, puternic calcificate prin diageneză.

Calcarele grezoase cu elemente verzi din jumătatea inferioară a acestui orizont, arată la microscop o masă fundamentală calcaroasă, formată din granule de calcită cu dimensiuni de 0,010 — 0,050 mm, în care se găsesc răspîndite elemente detritice, reprezentate prin granule colțuroase de cuarț (0,050 — 0,100 mm) și foarte rare granule de zircon. Ca minerale autigene, se întâlnesc sporadic granule de glauconit și pigmenți limonitici, iar ca resturi organice, foarte numeroase Foraminifere aparținînd genurilor *Globigerina*, *Rotalia*, *Textularia*, *Nummulites*?

În părțile conglomeratice ale rocei, elementele detritice devin predominante și sînt reprezentate în majoritate prin șisturi verzi și rare granule de cuarț, prinse într-un ciment calcaros, împreună cu elementele autigene și resturile organice citate.

Denumirea de Strate de Bucieș a fost dată de I. DUMITRESCU pentru acest complex deschis în Eocenul superior de la confluența Cașin—Bucieș (41, 42). În comunicările făcute la Institutul Geologic (61), pentru același orizont, noi am întrebuițat denumirea de Strate de Doamna. În adevăr în V. Doamnei aceste strate sînt tipic dezvoltate și cunoscute de multă vreme în literatura noastră (18, 79). Există însă posibilitatea ca în V. Doamnei, Stratele de Doamna să conțină și o parte din Stratele de Cașin. De aceea, pentru precizarea poziției stratigrafice și a caracterelor petrografice ale acestui orizont, am socotit că denumirea locală dată de I. DUMITRESCU este mai potrivită și am adoptat-o și noi în această lucrare.

d) *Stratele de Bisericiani*. În V. Putnei, Stratele de Bisericiani sînt deschise pe o grosime de numai cca 50 m. Ele sînt constituite din marne argiloase verzi și cenușiu-verzui, cu spărtură scoicoasă și cu cîteva intercalațiuni subțiri (5 — 15 cm) și rare de gresii calcaroase, cenușii, cu hieroglifice și cu Fucoide.

Reducerea grosimii Stratelor de Bisericiani în V. Putnei este tectonică. În V. Cașinului, unde sînt deschise în întregime, am apreciat pentru Stratele de Bisericiani o grosime de cca 200 m și am separat chiar la partea superioară a lor, un pachet de cca 20 m, în care sînt frecvente gresiile cu hieroglifice. Aceeași grosime o au Stratele de Bisericiani și în P. Dălhățașu (afluent al Pîrîului Coza, la S de Tulnici).

Stratele de Bisericiani au fost descrise prima dată de SAVA ATHANASIU (28. V, 1921, 11) și considerate ca reprezentînd Oligocenul inferior. Vîrsta oligocenă a Stratelor de Bisericiani a fost păstrată multă vreme de către mulți dintre cercetătorii romîni.

În lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului marginal (11) I. ATANASIU consideră Stratele de Bisericiani ca un echivalent al Gresiei de Lucăcești.

I. POPESCU-VOITEȘTI (136), cercetînd V. Bistriței între Straja și Piatra Neamț, arată că Stratele de Doamna trec gradat la Strate de Bisericiani, formate « dintr-o puternică serie de marne compacte și șisturi de culoare cenușie închisă sau olive-închis, mai mult sau mai puțin nisipoase și compacte, cu slabe intercalațiuni de gresii silicioase albe ».

Pe baza fosilelor găsite (*Lima inoceramoides*, *Spondylus*, *Cardium*, etc.) și ținînd seamă și de trecerea gradată spre Stratele de Doamna cu Nummuliti, VOITEȘTI consideră că Stratele de Bisericiani « fac parte integrantă din complexul eocen al Stratelor de Doamna, constituind partea cea mai superioară a Eocenului marginal ».

Am adoptat punctul de vedere al lui VOITEȘTI în ceea ce privește vîrsta Stratelor de Bisericiani și am considerat că ele reprezintă un orizont caracteristic pentru Eocenul Unității inferioare, echivalent cu Stratele de Plopu din Eocenul Unității superioare în pînză.

Că Stratele de Bisericiani sînt legate numai de Zona marginală, acesta este și punctul de vedere exprimat de I. ATANASIU, numai că în ceea ce privește vîrsta, I. ATANASIU le atribuie Oligocenului inferior în întregime.

Plecînd de la un reper constant și anume dela Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare (asociat cu Gresia de Lucăcești cînd aceasta există), reper care este considerat ca reprezentînd baza Oligocenului în toate unitățile Flișului paleogen, se constată că Stratele de Bisericiani ocupă totdeauna o poziție similară cu cea a Stratelor de Plopu.

Considerînd Stratele de Plopu ca reprezentînd Eocenul superior, sîntem obligați să atribuim aceeași vîrstă și Stratelor de Bisericiani. Aceasta cu atît mai mult, cu cît în zonele cele mai interne ale Unității marginale — cum este cazul în V. Putnei, la W de gura P. Greșul — am văzut că orizontul superior al Eocenului prezintă caractere mixte de Strate de Plopu și de Strate de Bisericiani.

Acest amestec de Strate de Bisericiani cu Strate de Plopu, este foarte bine vizibil și la Tg. Ocna (P.T. Picioarele), unde peste Eocenul superior cu caracter mixt de marginal și intern, urmează Gresia de Lucăcești.

Chiar în cuprinsul Unității inferioare se păstrează uneori deasupra Stratelor de Bisericiani încă un pachet de gresie, litologic identică cu Gresia de Lucăcești. Voi cita ca exemplu profilul din P. Feschii din sus (afluent al Oituzului, la Hîrja) unde, deasupra Stratelor de Bisericiani și sub menilitele inferioare, se găsește un pachet de 6 — 7 m de gresie foarte asemănătoare Gresiei de Kliwa și cu poziție identică Gresiei de Lucăcești, iar în V. Cașinului, la Săritoare, se găsește, în aceeași poziție, o intercalație de aproape 2 m grosime, care reprezintă tot echivalentul Gresiei de Lucăcești. În alte profile externe din Zona marginală, Gresia de Lucăcești n-a mai fost observată. Reducerea

treptată spre exterior a Gresiei de Lucăcești, este deci o realitate în cuprinsul « Zonei marginale ».

Coexistența în același profil pe verticală a Stratelor de Bisericiani și a unui pachet de gresii corespunzător Gresiei de Lucăcești, exclude însă sincronizarea acestor două depozite. Gresia de Lucăcești și deci echivalentul ei din Zona marginală, acolo unde acesta există, este incontestabil mai nouă decât Stratele de Bisericiani.

Acolo unde Gresia de Lucăcești a dispărut complet, potrivit concepției lui I. ATANASIU, s-ar putea ca să fie înlocuită prin Stratele de Bisericiani. În această ipoteză, dacă trasăm limita Eocen-Oligocen la baza Gresiei de Lucăcești, însemnează că o parte din Stratele de Bisericiani și anume cea superioară, trebuie atribuită Oligocenului inferior. Nu avem nici un criteriu pe baza cărui, în profilele unde lipsește Gresia de Lucăcești, să punem limita Eocen-Oligocen undeva în cuprinsul Stratelor de Plopu sau de Bisericiani.

Pe coloanele stratigrafice și pe secțiunile anexate, limita Eocen-Oligocen a fost trasată la baza Gresiei de Lucăcești sau, dacă aceasta nu există, la baza Orizontului menilitelor inferioare.

Rezumînd considerațiunile făcute pînă aici cu privire la Eocen, subliniem următoarele:

Eocenul zonei paleogene dintre Putna și Buzău, aparține la 2 mari unități tectonice: Pinza mediană și Unitatea inferioară.

În cuprinsul Pinzei mediane, Eocenul este dezvoltat într-o serie de faciesuri cu treceri gradate între ele, variațiunile fiind evidente atît perpendicular pe structuri, cît și în lungul lor. Cel mai intern este faciesul Gresiei de Tarcău, al cărui Eocen prezintă un orizont inferior cu caractere de molasă (Orizontul Gresiei masive de Tarcău) și un orizont superior, cu caractere de Fliș (Stratele de Plopu). Spre exterior, Gresia de Tarcău se reduce treptat în grosime, admițînd din ce în ce mai multe intercalațiuni de marno-argile, gresii cu hieroglife, calcare marnoase sau grezoase și conglomerate cu elemente verzi și Nummuliți. În cele din urmă, în profilele cele mai externe din Eocenul Pinzei mediane, Gresia de Tarcău nu mai apare și locul ei este luat de către calcare grezoase, gresii și conglomerate verzi, în alternanță cu marno-argile. Caracterul de Fliș se accentuează deci, treptat, spre marginea externă a Pinzei mediane. În lungul structurilor, se constată deasemenea o reducere de la N spre S a elementului de Tarcău. Invadarea pe meridian a Faciesului de Fliș, se constată mai ales în zona mijlocie a Pinzei mediane, unde intercalațiile de Gresie de Tarcău se subțiază treptat spre S, pînă aproape la dispariție. În zona externă a pinzei, faciesul calcaros se ascunde tectonic sub Digația Lacul Mocearu, așa că în V. Buzăului, marginea aparentă a Flișului paleogen arată un Eocen de Fliș, alcătuit numai din marno-argile și gresii cu hieroglife.

În cuprinsul Unității marginale, Eocenul este dezvoltat într-un facies intern foarte înrudit cu faciesul extern al Pinzei mediane (Facies de Fliș = facies



calcaros = Facies de Greșu) și un facies extern, care începe cu conglomerate, dar al cărui caracter principal este dat de calcare (Facies de Cașin).

Contactul Senonian — Eocen nu a fost nicăieri observat. Pe hartă și profile el a fost trecut ca o limită normală în cuprinsul Pânzei mediane, iar în Unitatea marginală din V. Putnei, el a fost considerat tectonic.

Ținând seamă de culele observate în Senonianul din P. Zirna Mică, V. Boului și P. Lapoș, precum și de prismele cu Inocerami citate în Conglomeratele de Piatra Streiului, un raport de transgresiune între aceste două formațiuni nu este exclus. Problema unei orogeneze laramice rămîne încă deschisă, întrucît dovezi sprijinitoare suficiente nu există.

Limita Eocen-Oligocen a fost pusă la baza Gresiei de Lucăcești sau la baza orizontului de marne bituminoase și menilite inferioare, cînd Gresia de Lucăcești lipsește.

III. OLIGOCENUL

A) PÎNZA MEDIANĂ

Eocenul descris mai sus se continuă în seria stratigrafică cu depozite atribuite de majoritatea geologilor romîni și polonezi, Oligocenului.

Remarcăm de la început că și în Oligocen depozitele prezintă numeroase variațiuni de facies, variațiuni care — după cum vom vedea — merg paralel cu cele semnalate deja în Eocen.

Limita dintre Eocen și Oligocen a fost multă vreme discutată și astăzi, încă nu se poate afirma că s-a ajuns la un acord general cu privire la soluționarea acestei probleme.

În Polonia, vîrsta oligocenă a șisturilor menilitice a fost contestată din cauza prezenței Nummulitilor, Lamelibranchiatelor și Briozoarelor (37, 149). Mai recent, HORWITZ (69) a arătat că materialul paleontologic adus ca argument în favoarea unei vîrste eocene a șisturilor menilitice provine, fie din intercalațiuni conglomeratice ale Eocenului superior, fie din Stratele de Popiele luate drept Strate de Polanica.

La noi existența Oligocenului a fost contestată pentru Muntenia occidentală de către prof. G. MURGEANU (103). În timpul din urmă, G. MURGEANU a repus în discuție aceeași problemă pentru tot Oligocenul din restul Carpaților meridionali și orientali (Discuțiuni la comunicarea lui DRAGOȘ, 1949).

Bazat pe studiul faunei de Pești din Oligocenul românesc (120) și studiile micropaleontologice întreprinse de către STOICA și VOICU (156), am adoptat concepția vîrstei oligocene a șisturilor menilitice și în acest spirit se încadrează considerațiunile făcute în cele ce urmează asupra Oligocenului.

În comunicarea mea din 10 martie 1944, asupra faciesurilor Oligocenului din Valea Buzăului (59), limita Eocen-Oligocen a fost pusă în mod provizoriu și



pentru rațiuni de ordin practic, la baza orizontului de menilite și marne bituminoase. Gresia de Lucăcești era considerată ca reprezentînd un orizont de trecere de la Eocen la Oligocen.

Aspectul petrografic al Gresiei de Lucăcești precum și lipsa microfaunei de tip eocen, ne-au determinat să adoptăm în această lucrare punctul de vedere al profesorului I. ATANASIU și anume să considerăm seria oligocenă începînd cu acest « nou tip de rocă », care prin aspectul său petrografic, « ține mai mult de Oligocen decît de Eocen » (11).

Gresia de Lucăcești nu constituie însă un orizont constant așa cum este cazul pentru Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare. Ea apare în profilele cele mai externe din Oligocenul Pînzei mediane și în profilele cele mai interne ale Unității inferioare.

Discuțînd vîrsta Stratelor de Plopu și a Stratelor de Bisericiani, am arătat că partea cea mai superioară a acestor strate, ar putea eventual reprezenta un echivalent al Gresiei de Lucăcești și ar avea deci o vîrstă oligocen-inferioară. Aceasta este concluzia la care se ajunge dacă adoptăm cel puțin, în parte, punctul de vedere exprimat de I. ATANASIU și anume că Gresia de Lucăcești este înlocuită în solzii cei mai orientali ai Pînzei marginale, prin Strate de Bisericiani.

Ar trebui, în acest caz, ca limita Eocen-Oligocen în profilele unde lipsește Gresia de Lucăcești, să fie trasată undeva în cuprinsul Stratelor de Bisericiani (sau al Stratelor de Plopu, pentru profile interne). Teoretic, raționamentul este logic, însă pe teren acest lucru este imposibil de realizat. Caracterele petrografice și microfauna Stratelor de Plopu sau Bisericiani rămîn uniforme pe verticală pînă la nivelul Gresiei de Lucăcești sau al menilitelor inferioare, așa că trasarea limitei în discuție, undeva mai jos de aceste nivele, nu s-ar putea face decît cu totul arbitrar.

Pentru reprezentarea grafică pe coloane stratigrafice și în profile, noi am considerat limita Eocen-Oligocen la baza Gresiei de Lucăcești sau a Orizontului de marne bituminoase și menilite inferioare.

În V. Buzăului, între Nehoiu și V. Lupului, această limită este contestată de către MURGEANU și ONCESCU, care consideră marnele bituminoase și menilitele inferioare ca reprezentînd recurențe de facies, iar Gresia de Lucăcești de sub ele, ca o intercalație obișnuită de Gresie de Kliwa în Oligocen. Asupra acestei probleme vom reveni.

Pe pl. Nr. 6 sunt figurate 10 coloane stratigrafice, reprezentînd diferite tipuri de dezvoltare a Oligocenului dintre Putna și Buzău. Oligocenul figurat în coloanele I — VII aparține Pînzei mediane; coloanele VIII — X arată Oligocenul Unității inferioare.

Pentru sistematizarea expunerii, voi descrie cîte un profil complet de Oligocen corespunzător faciesurilor principale separate în Eocenul Pînzei mediane și al Unității inferioare.



1. OLIGOCENUL DIN P. VINEŢIŞU

(Col. III, pl. 6)

Profilul din Vineţişu arată un Oligocen al cărui fundament este Eocenul, dezvoltat în faciesul intern cu Gresie masivă de Tarcău şi cu Strate de Plopu.

Iată care este succesiunea diferitelor orizonturi care au putut fi separate:

a) *Orizontul Gresiei de Lucăceşti*. Practic, acest orizont nu există în P. Vineţişu. Un singur strat de nisip galben, gros de 30 cm şi care aminteşte o Gresie de Kliwa alterată, ar putea fi considerat ca unicul reprezentant al Gresiei de Lucăceşti.

b) *Orizontul marnelor bituminoase şi al menilitelor inferioare*. În profilul Vineţişu, acest orizont este constituit dintr-un pachet de cca 70 m grosime, în care se pot recunoaşte marne calcaroase albastrii, în parte şistoase şi bituminoase, cu solzi de *Meletta* şi menilite. Intercalaţiunile de şisturi disodilice sînt frecvente.

Spre deosebire de profilele mai externe ale Pînzei mediane sau ale Unităţii inferioare, în Vineţişu, marnele calcaroase sînt mai puţin compacte şi mai puţin bituminoase, iar menilitele sînt în cantitate mai redusă.

Noţiunea de « marne bituminoase » a fost introdusă de I. ATANASIU, care a dat şi o listă de sinonimii (11).

c) *Orizontul şisturilor disodilice*. Urmează normal în serie şi este constituit din şisturi disodilice în alternanţă sau cu intercalaţiuni de marne cenuşii-verzui foioase, de calcare galbene lenticulare, de tipul celor întîlnite în Stratele de Pucioasa, apoi rare intercalaţiuni de Gresii de Kliwa. Întreg pachetul aminteşte bine Stratele de Pucioasa. Grosime cca 200 m.

d) *Orizontul Gresiei de Kliwa*. Este alcătuit din Gresii de Kliwa cu intercalaţiuni de şisturi disodilice şi de marne cenuşii închise. Gresiiile de Kliwa sînt uneori glauconitice şi au elemente verzi mărunte. Grosimea orizontului este de cca 440 m.

e) *Orizontul Gresiei de Fusaru*. Deasupra Orizontului cu Gresii de Kliwa urmează un pachet de cca 460 m, în care, şisturi disodilice alternează cu marne cenuşii şi argile cenuşii-verzui şi au intercalaţii de gresii subţiri calcaroase, cu hieroglife, de gresii asemănătoare Gresiei de Kliwa şi de calcare galbene de tip Pucioasa.

Elementul caracteristic în constituţia acestui orizont îl formează o gresie cenuşie calcaroasă, micacee, cu bobul de mărime mijlocie sau grosier, foarte asemănătoare cu Gresia de Tarcău. Această gresie de tip Tarcău, paralelizată de GR. POPESCU cu gresia din Vf. Sultanu (Discuţiuni la comunicarea GRIGORAŞ, 1944), este Gresia de Fusaru. Ea apare în profilul de la Vineţişu sub



forma a 4 intercalațiuni, din care cea inferioară ajunge 15 — 20 m grosime. Bancurile de gresie au aici grosimea de 0,5 — 2 m.

Orizontul Gresiei de Fusaru este caracterizat printr-o asociație micropaleontologică relativ bogată în Foraminifere calcaroase, Coleoptere și Diatomee și foarte săracă în Foraminifere aglutinante și spiculi de Spongieri.

Vîrsta oligocenă a Gresiei de Fusaru a fost atribuită prima dată de D. PREDA (138). După D. PREDA însă ea este echivalentă cu Stratele de Bisericiani și cum aceste erau considerate de vîrstă oligocen-inferioară, era natural ca și Gresia de Fusaru să fie considerată de aceeași vîrstă.

Mai târziu, I. PĂTRUȚ a arătat că Gresia de Fusaru aparține Oligocenului și că nu poate fi echivalată cu Gresia de Tarcău eocenă (117, 118).

f) *Orizontul Stratelor de Vinețișu*. Orizontul Gresiilor de Fusaru suportă în P. Vinețișu un pachet complet deschis de cca 220 m grosime, în care gresii calcaroase sau calcare grezoase cenușii, cu vine de calcit, foarte curbicorticele, cu hieroglife, alternează cu marno-argile cenușii. Am dat acestui pachet denumirea locală de « Strate de Vinețișu » pentru a-l deosebi de un pachet asemănător flișoid, intercalat în partea mijlocie a Oligocenului al cărui fundament îl constituie Eocenul de Colți.

O secțiune microscopică printr-un calcar grezos arată o masă fundamentală calcaroasă, formată din granule de calcit (0,005 — 0,030 mm), asociată în proporție de 4/1 — 3/2 cu material detritic, reprezentat prin granule colțuroase de cuarț (0,020 — 0,050 mm). Între mineralele autigene se disting granule de glauconit, rari pigmenți limonitici și concrețiuni de pirită.

Din punct de vedere micropaleontologic, Stratele de Vinețișu sînt caracterizate prin lipsa completă a formelor calcaroase și prin prezența cîtorva forme de aglutinante și a spiculilor de Spongieri.

Un orizont cu gresii curbicorticele în Oligocen a mai fost descris de N. ONCESCU (114), pe flancul vestic al Anticlinalului Bîsca Rosiliei (?); de prof. G. MURGEANU (104) în bazinul Zăbalei la N de cordiera senoniană și de I. PĂTRUȚ (116), în V. Teleajenului.

g) *Orizontul menilitelor superioare*. Stratele de Vinețișu suportă un pachet de 15 — 20 m de marne foioase cenușii și argile disodilice cu aspect de Strate de Pucioasa peste care urmează în continuare gipsuri, pietrișuri de cuarț, marne și gresii. În acest pachet de disodile, GR. POPESCU (127) a observat la W de Buzău și intercalațiuni de menilite. Prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU citează deasemenea menilite în partea superioară a Stratelor de Vinețișu din P. Nehoiașul.

Cu toate că în P. Vinețișu menilitele lipsesc, prezența lor la W de Buzău ne îndreptățește să credem că acest orizont reprezintă Orizontul menilitelor superioare.



În rezumat, profilul de Oligocen din P. Vinețișu prezintă următoarele orizonturi:

Un orizont de marne bituminoase și menilite (Gresia de Lucăcești este reprezentată numai printr-un strat de 30 cm);

Un orizont de disodile;

Un orizont de Gresii de Kliwa;

Un orizont cu Gresii de Fusaru;

Orizontul Stratelor de Vinețișu;

Orizontul menilitelor superioare.

Oligocenul din P. Vinețișu se continuă spre W în V. Buzăului unde a fost descris de prof. G. MURGEANU și de N. ONCESCU. Potrivit descrierii făcută de acești autori (107), deasupra Orizontului de disodile ar urma două orizonturi de Gresie de Kliwa separate printr-un pachet de disodile, apoi o gresie cu Nummuliți, asemănătoare cu Gresia de Tarcău (« Gresia de Podu Negru ») și în sfârșit, Stratele de Vinețișu, care în V. Nehoiășului au și menilite la partea superioară.

Subliniem, de la început, că în V. Buzăului, la N de Nehoiăș, Oligocenul este afectat de o falie transversală, de-a lungul căreia blocul de la E de Buzău este împins spre S, așa fel încât, în dreptul podului de peste Buzău, pe drumul spre Gura Teghii, ne găsim tocmai la limita dintre Gresia masivă de Tarcău și Stratele de Plopu. Dacă podul amintit mai sus este « Podul Negru », atunci « Gresia de Podu Negru » la care se referă prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU, cu Nummuliți, nu este o gresie micacee intercalată în Oligocen, ci este Gresie de Tarcău eocenă.

Blocul de la E de falia transversală amintită, prezintă în V. Buzăului un Oligocen a cărui grosime este redusă tectonic de-a lungul unei falii longitudinale. Orizontul cu Gresie de Fusaru este în V. Buzăului aproape complet dispărut pe această falie longitudinală, așa că bancurile de Gresie de Kliwa din orizontul inferior, vin în contact direct cu Stratele de Vinețișu, de altfel și acestea reduse în grosime tot tectonic. Bancurile de Gresie de Kliwa din orizontul Stratelor de Vinețișu la care se referă MURGEANU și ONCESCU, se găsesc deci, tocmai în această zonă faliată, așa că poziția lor stratigrafic normală, nu poate fi susținută.

La N de Nehoiăș, Oligocenul mai apare încă în două profile mai interne, la Broasca și la Gura Siriului.

Oligocenul din aceste două profile diferă de cel din P. Vinețișu prin dezvoltarea masivă a Gresiei de Fusaru în detrimentul Gresiei de Kliwa. Grosimea Orizontului cu Gresie de Fusaru ajunge în profilele de la Broasca și Gura Siriului la 600 m, la Gura Siriului bancurile de gresie fiind mai masive și admițând mai puține intercalații marnoase decât la Broasca.

Gresia de Kliwa se mai păstrează sub forma câtorva intercalațiuni de 60 cm în profilul de la Broasca și mai subțiri încă în profilul de la Gura Siriului.



Orizontul de Gresie de Kliwa individualizat în profilul Vinețișu este înlocuit treptat în cele 2 profile interne, pe de o parte, prin Gresia de Fusaru, pe de altă parte, prin Orizontul de disodile. Acesta din urmă capătă spre interior, din ce în ce mai mult caractere de Strate de Pucioasa.

Orizontul de bază al Oligocenului din zona internă — marne bituminoase și menilite — se menține în mod constant în toate profilele. În cel mai intern profil, la confluența Buzăului cu P. Teherăul, menilite însă nu mai există; în schimb se întâlnesc calcare bituminoase, fin șistoase, cu foarte frumoase schelete și solzi de Pești.

În ceea ce privește Orizontul Stratelor de Vinețișu, datele obținute în V. Buzăului ne arată că acest orizont este și el invadat de caractere tipice Orizontului cu Gresie de Fusaru. Intercalațiile de gresii curbicorticeale întâlnite aici sînt în adevăr caracteristice Stratelor de Vinețișu, dar prezența cîtorva Gresie de Fusaru și a calcarelor galbene de tip Pucioasa, reprezintă caractere moștenite din Orizontul inferior.

Prezența celor două zone de Oligocen de la Broasca și Gura Siriului este contestată de G. MURGEANU și N. ONCESCU.

Am arătat în capitolul « Istoric » că potrivit acestor autori, la N de Nehoiăș, am fi confrunțați cu o serie isoclinală de 8000 m, alcătuită din Gresie de Tarcău și care ar reprezenta Eocenul Pintenului de Homorîciu, considerat ca Autohton sau Parautohton.

În adevăr asemănarea petrografică a Gresiei de Fusaru cu Gresia de Tarcău este așa de mare, încît dacă nu ar exista, pe de o parte, profile normale complete care să se poată urmări de la menilitele bazale în sus și dacă, pe de altă parte, n-ar exista între bancurile de Fusaru intercalațiuni subțiri de Strate de Pucioasa cu calcare galbene și de argile disodilice, confuziile de determinare a vîrstei acestor formațiuni, ar fi foarte ușor de făcut.

În susținerea tezei amintită, prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU pleacă de la observațiunile făcute în V. Siriului, unde peste Senonian cu marne roșii cu arcoze și Inocerami, urmează în continuitate de sedimentare șisturi disodilice, apoi pachete de Gresie de Tarcău cu intercalațiuni de disodile, menilite și chiar diatomite.

Esențial este prin urmare faptul că între Senonian și formațiunea cu Gresie de Tarcău există continuitate de sedimentare, de unde vîrsta eocenă a acestei formațiuni. Prezența disodilelor, menilitelor și diatomitelor s-ar explica prin apariția mai de vreme a faciesului oligocenic în Eocenul acestei zone interne. Pusă astfel, problema este în adevăr foarte interesantă și merită o discuție mai amplă.

Am văzut mai sus că în cîteva din profilele citate în legătură cu raporturile dintre Senonian și Eocen, problema unor cutări post-senoniene se poate pune. Pe de o parte, discordanța dintre cele 2 formațiuni și pe de altă parte, lipsa unor depozite daniene și paleocene, justifică punerea în discuție a unei orogeneze laramice.

În lucrarea sa asupra faciesurilor Flișului din Carpații orientali, I. ATANASIU (13) a arătat că chiar acolo unde discordanța lipsește, se poate totuși admite existența mișcărilor începute în Senonian: «blocul intern, reprezentat prin unitatea tectonică pe care o denumim «zona internă» (Cretacic inferior) a trebuit să efectueze o înaintare chiar din Senonian. Această mișcare a fost abia îndesulătoare ca să slăbească compresibilitatea sedimentelor superficiale, așa încât aceste depozite nu au fost cutate. Astfel se explică faptul că orice discordanță între Senonian și Paleogen lipsește».

Prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU descriu o continuitate de sedimentare între Senonianul roșu și Eocenul de Tarcău, dar trec cu vederea lipsa unor depozite daniene și paleocene.

Este adevărat că în V. Siriului M. FILIPESCU vorbește despre o trecere gradată de la Senonian la Stratele de Șotriile, pe care le atribuie Paleocen — Eocenului inferior; însă tot M. FILIPESCU (52) afirmă că Gresia de Fusaru — Tarcău stă peste Eocenul de Șotriile și este uneori conglomeratică, conținând blocuri remaniate din acest Eocen de Șotriile.

În lumina acestor date, o continuitate de sedimentare între Senonian și Eocen, nu se poate deci susține. Aceasta cu atât mai mult cu cât s-ar putea ca Gresia de Fusaru—Tarcău, la care se referă M. FILIPESCU, sau Gresia de Tarcău citată de G. MURGEANU și N. ONCESCU, să fie de fapt Gresia de Fusaru oligocenă. Am spus «s-ar putea» pentru că nu cunosc regiunea de la fundul Văii Siriului. Menționez însă, că marne cenușiu-închise dintr-o deschidere de la confluența Buzăului cu P. Arțagul, adică imediat în apropierea Senonianului roșu din «zona de solzi» (51), au arătat o microfaună oligocenă.

Din cele de mai sus reiese, prin urmare, că raporturile normale citate de G. MURGEANU și N. ONCESCU între Senonianul și «Eocenul» din V. Siriului sînt discutabile. Problema unui contact de transgresiune sau a unui contact tectonic, credem că nu este exclusă din discuție. Remanierea Eocenului de Șotriile în Gresia de Fusaru—Tarcău, citată de M. FILIPESCU, sprijină ideea contactului de transgresiune.

Din descrierea pe care am făcut-o în legătură cu Oligocenul din P. Vinețușu, reiese însă că o gresie micacee de tipul Gresiei de Tarcău — paralelizată cu Gresia de Fusaru — există incontestabil în acest Oligocen. De altfel, chiar G. MURGEANU și N. ONCESCU descriu o asemenea gresie în Oligocenul de Vinețușu (Gresia de Podu Negru), numai că, în cazul cînd nu este la mijloc și vreo confuzie de denumire locală, am arătat mai sus motivele pentru care tocmai acea gresie este de vîrstă eocenă, adică Gresie de Tarcău.

Ar rămîne prin urmare de demonstrat dacă pachetele mai groase de gresii micacee de la Gura Siriului și de la Broasca sînt în adevăr Gresie de Fusaru și deci de vîrstă oligocenă.

În ceea ce privește profilul de la Gura Siriului, este drept că Orizontul de disodile nu este deschis în întregime și cercetătorul care vizitează numai



V. Buzăului, ar putea pune la îndoială continuitatea acestui profil. Ceea ce nu se poate contesta însă, este succesiunea stratigrafică normală de la Orizontul inferior al Eocenului cu Gresia masivă de Tarcău pînă la Orizontul șisturilor disodilice, trecînd prin Orizontul Stratelor de Plopu și al marnelor bituminoase (col. I, pl. 5 și col. I, pl. 6). Seria eocenă se încheie deci cu Stratele de Plopu și deasupra ei, începe normal seria oligocenă, cu Orizontul marnelor bituminoase și cu șisturi disodilice.

A considera marnele bituminoase și șisturile disodilice ca intercalații normale într-o serie eocenă, înseamnă a nega o succesiune stratigrafică recunoscută pretutindeni în Carpații Orientali, acolo unde avem un Eocen cu Strate de Plopu la partea superioară și un Oligocen cu marne bituminoase cu Pești la partea inferioară. Și nu este vorba de o nerecunoaștere principială a Oligocenului în Carpați, căci G. MURGEANU și N. ONCESCU admit existența Oligocenului la Jețu, stînd peste marnele roșii din Stratele de Plopu, ci este vorba de nerecunoașterea unui facies intern al Oligocenului, în care elementul grezos cu aceeași origine carpatică, are și același aspect petrografic ca și Gresia de Tarcău din Eocen.

Gresia de Fusaru de la Gura Siriului suportă un pachet deschis pe o grosime stratigrafică de cca 140 m, în care marno-argile verzui alternează cu gresii calcaroase fine, curbicortice, de tipul celor din Stratele de Vinețușu. În plus, se mai găsesc cîteva intercalații subțiri de Gresie de Fusaru și de calcare galbene de tip Pucioasa. Poziția stratigrafică a acestui orizont, controlată pe bază de hieroglife și sedimentație ritmică, este indiscutabil superioară pachetului masiv cu Gresie de Fusaru. El a fost considerat ca echivalent al Stratelor de Vinețușu. În P. Giurca aceste strate schițează chiar și o mică structură sinclinală (poziție de strate după hieroglife), în fața liniei tectonice care le separă de Gresia de Tarcău de la E. Seria isoclinală continuă, descrisă de G. MURGEANU și N. ONCESCU, nu poate fi susținută și din acest motiv.

Situația Oligocenului în Facies de Fusaru de la Broasca este și mai clară. Fundamentul său de Eocen cu Gresie de Tarcău, arată și ceva din pachetul de Strate de Plopu la partea sa superioară, dar în V. Buzăului se găsește în contact tectonic de mică importanță cu Oligocenul. La W de Buzău, însă, în P. Bonțu Mare, limita Eocen — Oligocen este normală. Coloana stratigrafică prezentată (col. 5 pl. 6) este completată în parte cu datele lui GR. POPESCU din P. Bonțu Mare și în ea se poate recunoaște profilul de Oligocen din P. Vinețușu, invadat aproape în toate orizonturile sale de către Gresia de Fusaru. Gresia de Kliwa este păstrată doar ca intercalațiuni subțiri și rare.

Urmărind la W de Buzău Oligocenul de la Broasca, reiese din harta lui GR. POPESCU (127), că el îmbracă la S Eocenul cu Gresie de Tarcău și Stratele de Plopu din Anticlinalul Smeuret, exact așa cum se întîmplă și cu Oligocenul din Vinețușu — recunoscut de G. MURGEANU și N. ONCESCU — Oligocen care îmbracă Anticlinalul Cățiașu în scufundarea sa spre SW.

În rezumat, din cele arătate mai sus, se desprinde concluzia că în Valea Buzăului pe porţiunea dintre Siriu şi Nehoiaş, nu poate fi vorba de o serie isoclinală eocenă cu Gresie de Tarcău, groasă de 8000 m, ci de o serie de solzi alcătuiţi din Eocen şi Oligocen, Oligocenul celor 2 solzi mai interni fiind dezvoltat în faciesul Gresiei de Fusaru. Ceea ce s-a considerat ca Gresie de Tarcău în zona mediană, reprezintă probabil în parte şi Gresie de Fusaru de vîrstă oligocenă.

Continuarea cercetărilor la NE de Buzău în zona internă a Flişului paleogen, va lămuri desigur această problemă controversată.

Conglomeratele grosiere de origine carpatică, citate de G. MACOVEI şi I. ATANASIU (5) în baza Oligocenului de la Tg. Săcuesc şi Breţcu, precum şi Gresile de Fusaru, menţionate de I. PĂTRUŢ (60) în Oligocenul de la fundul Văii Oituzului, sînt indicaţii în sprijinul punctului nostru de vedere.

Oligocen dezvoltat în facies asemănător, reprezentat prin așa numitele «Strate de Krosno», se cunoaşte atît în Polonia (115) cît şi în Bucovina (153).

2. OLIGOCENUL DIN GÎRLA FIȘICILOR

(Col. VI, pl. 6)

Fundamentul acestui tip de Oligocen, este Eocenul în facies extern sau Eocenul de Colți al Pînzei mediane. În constituția acestui Oligocen, intră următoarele orizonturi:

a) *Orizontul Gresiei de Lucăcești*, alcătuit din bancuri de gresie groasă de 30 — 70 cm la baza complexului și 1 — 6 m către partea superioară, cu intercalațiuni de argile verzi și marne cenușii, parțial nisipoase. La partea superioară a Orizontului Gresiei de Lucăcești, argilele devin brune și capătă treptat aspectul șisturilor disodilice.

Grosimea totală a orizontului ajunge 20 m în Gîrla Fișicilor; în solzii mai interni (de ex. P. Varlamului), această grosime ajunge 30 m.

Aspectul petrografic al Gresiei de Lucăcești amintește foarte bine Gresia de Kliwa. Mici deosebiri semnalate între Gresia de Lucăcești și Gresia de Kliwa, obișnuit întâlnită în regiunea noastră, se referă la un slab și neconstant conținut calcaros¹⁾, rari fluturași de mică albă și o alterație brună mai accentuată, datorită unui conținut mai bogat în oxizi de fier.

Din Gresia de Lucăcești din V. Strugilor (afluent al Pîrîului Stănila), C. STORCA citează fragmente de Cardiacee și spiculi de Echinide (156). Noi cunoa-

¹⁾ M. FILIPESCU (49) citează la W de Teleajen varietăți de Gresie de Kliwa cu ciment calcaros. La E de Buzău, în afară de Gresia de Lucăcești și de intercalații grezoase în zonele dintre Stratele de Podu Morii str. s. și orizonturile limitrofe, varietăți de Gresie de Kliwa cu ciment calcaros, nu au fost observate.



ștem asemenea fragmente și mulaje de Cardiacee din Gresia de Lucăcești de la N de Tg. Ocna (Vf. Oșorul Mare) și de la S de Tg. Ocna (W Vf. Chichilău).

La microscop, o secțiune prin Gresia de Lucăcești din Vf. Stîlpilor arată un material detritic predominant, constituit din granule colțuroase de cuarț rareori rotunjite (0,05 — 0,16 mm) și din rare fragmente de plagioclazi, lamele de muscovită și cristale de zircon. Materialul autigen este reprezentat prin granule de glauconit și cantități mari de pigmenti limonitici răspândiți neregulat în toată masa rocei. Cementul este format din cuarț care umple interstițiile dintre granulele detritice. În regiunea de la S de Vintileasca, în P. Ursoaia, Gresia de Lucăcești conține și elemente de șisturi verzi.

Considerațiuni istorice asupra denumirii Gresiei de Lucăcești au fost făcute de către I. ATANASIU (11, pag. 156). Reținem din lucrarea sa faptul că Gresia de Lucăcești se situează stratigrafic deasupra Eocenului Pînzei de Tarcău, al Pînzei de Tazlău și în câțiva din solzii mai interni ai Pînzei marginale.

Vîrsta sa oligocenă a fost atribuită tot de I. ATANASIU pentru aspectul său petrografic care « ține mai mult de Oligocen decît de Eocen » și pentru că, cel puțin în parte, este echivalentul Stratelor de Bisericiani, considerate oligocen-inferioare.

Am arătat mai sus motivele pentru care noi socotim că Stratele de Bisericiani trebuie atribuite Eocenului superior, rămînînd în acest caz ca argument în sprijinul vîrstei oligocene a Gresiei de Lucăcești, aspectul său petrografic și lipsa unei microfaune de tip Eocen.

În cuprinsul Pînzei mediane, Gresia de Lucăcești este prezentă în toate profilele de Oligocen al căror fundament îl formează Eocenul în facies extern calcaros sau în faciesuri intermediare. În aria de răspîndire a faciesului eocen ic intern, Gresia de Lucăcești lipsește în cele 2 profile de Oligocen de la Gura Siriului și Broasca, iar la Vinețișu, am arătat că singurul reprezentant al Gresiei de Lucăcești, ar putea fi considerat un strat de 30 cm cu aspect asemănător unei Gresii de Kliwa alterată.

La W de Buzău, Gresia de Lucăcești lipsește (127). O ultimă apariție de Gresie de Lucăcești în această regiune, groasă de 8 m, este raportată de M. NICULESCU, pe V. Săraca (109).

În literatura poloneză (165) este citat un complex grezos cu poziție stratigrafică identică, cunoscut acolo sub numele de Gresie de Boryslaw.

b) *Orizontul Stratelor de Lingurești* corespunde orizontului I, separat de C. STOICA, în V. Sibiciului (156), cu această denumire locală.

Fără a întrebuița o denumire locală proprie, noi am descris (59) deasupra Orizontului Gresiei de Lucăcești, un pachet flișoid de 10 — 20 m de marne șistoase foarte nisipoase, cenușiu-închise sau aproape negre, cu solzi de Pești și cu intercalațiuni subțiri de gresii curbicorticeale, uneori calcaroase și foarte dure. Așa cum remarcă și C. STOICA, acest pachet de strate amintește Stratele



de Pucioasa şi nu are caractere proprii. Este interesantă însă, poziţia sa între Orizontul Gresiei de Lucăceşti şi cel al menilitelor inferioare şi lipsa unei microfaune de aglutinante. Puţinele Foraminifere întâlnite, sînt raportate de C. STOICA genului *Globigerina* cu speciile *Globigerina buloides* şi *Globigerina triloba* (156).

Orizontul Stratelor de Lingureşti apare mai evident în partea de S a regiunii cercetată de noi şi anume în profilele mai externe din Oligocenul Pînzei mediane, începînd din P. Leordeanu spre E. În aceleaşi benzi de Oligocen însă, în partea de N a regiunii, Stratele de Lingureşti nu se mai pot individualiza ca orizont şi sînt cuprinse în Orizontul marelui bituminoase şi al menilitelor inferioare.

În Oligocenul solzilor interni din cuprinsul Pînzei mediane, sau în Oligocenul Unităţii inferioare, nu se poate vorbi despre un orizont al Stratelor de Lingureşti.

c) *Orizontul marelui bituminoase şi al menilitelor inferioare.* În Gîrla Fişicilor acest orizont este constituit dintr-un pachet de cca 30 m grosime de calcare şistoase şocolatii (marne albe bituminoase) şi de menilite. În detaliu, se observă un pachet de 4 — 5 m de menilite bazale, în plăci pînă la 10 cm grosime, apoi 5 — 6 m de marne bituminoase tot în plăci de aceeaşi grosime şi în sfîrşit, cca 20 m de marne bituminoase subţiri şi moi cu intercalaţiuni de menilite.

Marnele bituminoase conţin numeroase resturi de Peşti. Din regiunea V. Sibiciului, C. STOICA citează următoarele forme determinate de M. PAUCĂ:

Barbus sp.

Clupea longimana HECKEL

Serranus budensis HECKEL

Scorpaenoides popovicii PRIEM

Din marnele bituminoase de la Cucueţi (Bacău) I. ATANASIU citează Cardiacee şi alte resturi de fosile nedeterminate încă (11, pag. 157). În regiunea noastră nu am întâlnit asemenea fosile, dar cunoaştem Cardiacee în marnele bituminoase de la Tg. Ocna (Fetele Tîrgului).

Macroscopic, marnele bituminoase se prezintă în plăci, relativ dure, şocolatii-brune, în spărtură proaspătă şi alb-albăstrui, pe suprafeţele de alteraţie.

În secţiuni subţiri, se prezintă ca o masă granulară foarte fină, calcaroasă, cu pete limonitice (156).

Menilitele asociate cu marnele bituminoase din acest orizont, se întîlesc în plăci de culoare brună, groase de 1 — 10 cm, sub forma de intercalaţiuni izolate sau formînd un pachet compact cu un relief totdeauna caracteristic, datorit durtăţii lor.

Studiul microscopic făcut de M. FILIPESCU pentru regiunea dintre Teleajen şi Doftana (49) arată că aceste roce reprezintă « concentraţiuni de silice într-o



rocă silicioasă de origine organică sau accidente silicioase ». Silicea ar proveni din carapacea a numeroase organisme silicioase: Diatomee, spiculi de Spongieri și foarte rar Radiolari.

În partea de N a regiunii noastre, în bazinul Văii Zăbala de exemplu, Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare este mai bine individualizat decât în V. Buzăului. Marnele bituminoase sînt acolo mai calcaroase și mai dure, iar menilitele, mai compacte și mai groase. Caracterele acestui orizont se apropie acolo mai mult de cele descrise în bazinul Tazlăului (11 pentru Oligocenul tipic cu șisturi disodilice și Gresie de Kliwa, pe cînd în V. Buzăului, invadarea faciesului de Pucioasa făcîndu-se deja resimțită, aceste caractere amintesc mai degrabă Oligocenul descris în V. Teleajenului (49).

În ceea ce privește vîrsta, I. ATANASIU atribuie marnele bituminoase și menilitele inferioare Oligocenului mijlociu, lăsînd în Oligocenul inferior Gresia de Lucăcești și Stratele de Bisericiani (11, pag. 157). Am arătat mai sus motivele pentru care noi atribuim Stratele de Bisericiani, Eocenului superior. Dacă la aceste motive mai adăugăm și faptul că în unele profile Gresia de Lucăcești lipsește, se înțelege ușor rațiunea pentru care considerăm Orizontul de marne bituminoase și menilite inferioare ca reprezentînd Oligocenul inferior.

d) *Orizontul șisturilor disodilice*. Deasupra Orizontului de marne bituminoase, urmează un pachet de cca 175 m de șisturi disodilice cu intercalațiuni subțiri de Gresii de Kliwa. La baza pachetului, în profilul din Gîrla Fișicilor și aproape în tot pachetul în V. Buzăului, la Mlăjet, se observă cîteva intercalații de marne și argile cenușii și foarte rar de calcare galbene sferosideritice, de tipul celor comune în Stratele de Pucioasa.

Este demn de remarcat că, începînd cam din regiunea Lopătarilor spre S, aceste caractere de Strate de Pucioasa încep să apară din ce în ce mai numeroase, manifestîndu-se prin intercalațiuni de marne cenușii-verzui, gresii curbicorticeale și calcare galbene sferosideritice.

Într-un profil din regiunea Văii Sibiciului, C. STOICA separă la partea superioară a șisturilor disodilice, un orizont constituit din aceste elemente de Pucioasa, cu cîteva Foraminifere calcaroase și denumit « Strate de Lingurești, orizontul II ». Acest orizont nu are altă semnificație decât tocmai prezența caracterelor de Pucioasa, în Oligocenul pur disodilic. Cum aceste caractere se înmulțesc cu cît mergem spre SW și apar pe tot cuprinsul Orizontului de șisturi disodilice, socotim că separarea orizontului II de Strate de Lingurești (156) nu are nici o importanță stratigrafică.

Grosimea Orizontului de șisturi disodilice variază în diferitele profile studiate în zona externă a Pînzei mediane, între 115 și 175 m.

e) *Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa*. La partea superioară a Orizontului de șisturi disodilice, intercalațiile de Gresie de Kliwa se îndesesc și cresc

în grosime, așa că pe nesimțite se trece într-un complex în care Gresia de Kliwa predomină. Bancurile de Gresie de Kliwa, de culoare alb-murdară, ating aici grosimea de 10 m și au uneori rare elemente verzi mici. În general, Gresia de Kliwa din acest orizont, gros de cca 580 m, în Gîrla Fișicilor, este puternic cimentată.

Studiul microscopic detaliat al Gresiei de Kliwa a fost făcut tot de către M. FILIPESCU (49). M. FILIPESCU distinge în constituția acestei roce:

Material detritic: cuarț, feldspat, minerale grele (ilmenit, disten, zircon, staurolit, turmalin, rutil, granat, muscovit, biotit, clorit și sfen), apoi fragmente de șisturi verzi și granule de cuarțit. Cuarțul (98,7% din masa rocei) se găsește sub formă de granule colțuroase (90% = origine marină) sau rotunjite (10% = transport eolian).

Minerale secundare: glauconit, pirită și oxizi de fer.

Organisme: rari spiculi de Spongieri, Radiolari și frustule de Diatomee sporadice.

Cimentul este în general silicios, reprezentat prin opal, calcedonită, cuarțină sau cuarț secundar.

Citînd pe predecesorii săi (15, 94) și analizînd rezultatele unui prim studiu microscopic, M. FILIPESCU (43) conchide că granulele de cuarț din compoziția Gresiei de Kliwa, au fost sedimentate în mare și provin din nisipuri de dună. Aceste nisipuri, purtate de vînturi, ar fi fost aruncate în mare și răspîndite de valuri spre larg, unde s-au depus și cimentat între depozitele silicioase cu Diatomee (43).

Cîțiva ani mai tîrziu, M. FILIPESCU (49) a ajuns la concluzia că nisipurile de Gresie de Kliwa au o origine dublă: nisip marin, în proporție de 90% și nisip eolian, în proporție de 10%. Studii mai noi au arătat că sortarea progresivă a particulelor este un fenomen de primă importanță în transportul materialului pe calea apei. Descreșterea progresivă arătată de sedimente în direcția transportului, ar fi datorită nu numai abraziunii, ci și sortării pe bază de dimensiuni. Schimbările progresive în compoziția minerală a sedimentelor în direcția transportului, par să fie în primul rînd rezultatul acțiunii combinate a celor 2 factori: abraziunea și sortarea materialului după dimensiuni, formă și greutate specifică. Nisipurile transportate de curenți nu sînt rotunjite ci rămîn de obicei colțuroase, ori devin chiar mai colțuroase, dacă au fost rotunjite în prealabil.

Rotunjirea grăunțelor din nisipurile transportate de curenți ar avea loc numai în regiuni de mare concentrare a nisipului, în regiuni de plajă, de exemplu, unde materialul grosier lipsește. Procentul foarte scăzut de granule rotunjite din compoziția Gresiei de Kliwa, ne face să credem că formarea acestui sediment nu trebuie să fie pusă în legătură cu existența prealabilă a unor nisipuri de dună. Forma colțuroasă, lipsa de uzură și transparența perfectă a 90% din granulele de cuarț, dovedesc — așa cum a arătat și M. FILIPESCU (49) — ori-



gina marină a Gresiei de Kliwa. Selecționarea materialului s-ar fi făcut în timpul transportului marin, după dimensiune, formă și greutate specifică.

Raționînd astfel, însă, sîntem înclinați să admitem că depunerea și cimentarea Gresiei de Kliwa nu s-a făcut în apropierea țărmului, ci undeva în larg, mai departe de țărm.

Plecînd de la ideea că origina materialului detritic din Gresia de Kliwa aparține Vorlandului carpatic, care îndeplinea rolul de «cordilieră externă», sau al unor «cordiliere marine» (14), și ținînd seamă de sortarea progresivă a materialului în transportul marin după cele 3 elemente arătate, ajungem la concluzia că în apropierea țărmului geosinclinalului sau în apropierea cordiliei externe, se depunea materialul grosier, reprezentat prin blocuri mari de șisturi verzi, arcoze, calcare jurasice și calcare cu Nummuliti, în timp ce materialul psamitic era selecționat și transportat mai departe în larg, unde a fost sedimentat și a dat naștere Gresiei de Kliwa.

Această concluzie concordă cu observațiunile făcute în legătură cu repartizarea faciesurilor în Oligocenul din Moldova, unde I. ATANASIU a separat chiar o unitate independentă — Pînza submarginală (10, 11) — cu un Oligocen constituit aproape exclusiv din conglomerate verzi.

Referindu-se numai la elementele exotice, I. BĂNCILĂ constată deasemenea în bazinul Tazlăului Dulce (21), că frecvența și mărimea acestor elemente progresează spre marginea externă a Flișului, datorită faptului că ele au suferit o selecționare după mărime și greutatea specifică.

Uscatul — cordilieră marină sau externă — era prin urmare undeva mai departe de aria de sedimentare a Gresiei de Kliwa.

Din argilele intercalate între bancurile de gresie ale orizontului inferior de Gresie de Kliwa, C. STOICA a determinat o microfaună de Foraminifere calcaroase (156), pe care a paralelizat-o cu microfauna descrisă de HANTKEN în Oligocenul din Ungaria și cu cea descrisă în Oligocenul de la Gallneukirchen.

Un număr restrîns de probe din acest orizont, a fost analizat și de GH. VOICU, care, în afară de o microfaună calcaroasă săracă, a remarcat absența formelor aglutinante, precum și a formelor de Radiolari, Spongieri, Diatomee, întîlnite în Eocenul superior.

Vîrsta oligocenă a Orizontului inferior de Gresie de Kliwa pare neîndoelnică, dar repartizarea acestui orizont la un anumit etaj al Oligocenului nu se poate face pe baza datelor actuale.

Grosimea maximă a Orizontului inferior de Gresie de Kliwa atinge 680 m în profilul de la Colți—V. Buzăului (col. V, pl. 6), iar grosimea minimă măsurată în P. Jgheabului (col. VII, pl. 6), este de cca 430 m. Se pare că în profilele mai externe, de exemplu, în Oligocenul Anticlinalului Lopătari, această grosime este și mai mică. În Anticlinalul Lopătari, Oligocenul nu este complet deschis așa că grosimea acestui orizont nu se poate măsura, dar, după datele obținute în sondele 1 și 2 St. R. Lopătari, se pare că această bănuială este justificată.



Spre SW, Orizontul inferior de Gresie de Kliwa este invadat de Stratele de Pucioasa, așa că în V. Teleajenului, grosimea sa rămîne numai de cca 120 m (118).

Pentru lista de denumiri sinonime cu Gresia de Kliwa, ne referim la lucrarea lui I. ATANASIU asupra faciesurilor Flișului din partea mijlocie a Carpaților Moldovei (11).

f) *Orizontul Stratelor de Podu Morii str. s.* Sub această denumire am separat, în Oligocenul din Gîrla Fișicilor, un pachet de cca 80 m, de marne cenușii în alternanță cu gresii calcare cenușiu-deschise, foarte curbicorticeale și cu hieroglife.

Trecerea de la complexul inferior de Gresie de Kliwa la Stratele de Podu Morii *str. s.*, se face printr-un pachet subțire (cca 10 m) de argile disodilice și marne cu rare intercalațiuni de calcare gălbui de tip Pucioasa. Acest pachet cu caractere de Strate de Pucioasa se îngroașe treptat spre SW, așa fel că în V. Teleajenului ajunge la o grosime de 350 m și formează acolo nivelul inferior și mediu al Stratelor de Podu Morii (118).

Către partea superioară a Orizontului de Strate de Podu Morii *str. s.*, se intercalează un strat de tuf cenușiu-albicios cu biotit, gros de aproape 1 m. Pe culmea de la E de Mlăjet, se mai vede o intercalație de tuf de 1,20 m grosime, situată la aproximativ 1 m distanță de prima, iar în V. Teleajenului, I. PĂTRUȚ citează și o a treia intercalație, de 30 cm, în jumătatea inferioară a acestui orizont (118).

Gresiile calcare, prin curbicorticalitatea lor pronunțată și prin culoarea deschisă, mai ales în alterație, sînt destul de caracteristice și se pot recunoaște ușor; în deschideri mici și izolate, însă, asemănarea lor cu gresiile cu hieroglife eocene, poate produce și confuzii.

Secțiuni microscopice prin aceste gresii, descrise de I. PĂTRUȚ (118) arată un material detritic, reprezentat prin granule angulare de cuarț, granule de feldspați și fragmente numeroase de muscovit, biotit și mai rar clorit și minerale autigene reprezentate prin granule de pirită și glauconit. Cementul este calcaros, constituit din calcită microgranulară.

Intercalațiunile de ciment arată la microscop o masă fundamentală, constituită din materie sticloasă, hialină, isotropă, parțial devitrificată și alterată. Din această alterație rezultă fișii argiloase, slab birefringente. Împreună cu materia argilooasă se găsește carbonat de calciu în pulbere fină. Foarte rar se întîlnesc granule de cuarț, feldspați, lamele de mică și în unele secțiuni și pirită (118).

C. STOICA citează și granule sporadice de zircon (156). În unele secțiuni prin cineritele din V. Teleajenului, se citează și cristale sporadice de hornblendă. În ceea ce privește compoziția chimică, cineritul amintește andezitul. Se presupune că materialul vulcanic primar a fost dacitic, dar la locul de sedimentare

a ajuns numai o fracțiune fină de praf, în timp ce partea mai grosieră, s-a depus în apropierea locului de explozie.

Analizele micropaleontologice executate au arătat că Stratele de Podu Morii *str. s.* se caracterizează printr-o asociație variată și destul de bogată, alcătuită din Foraminifere calcaroase predominante și dintr-un număr redus de Foraminifere aglutinante și spiculi de Spongieri. În partea superioară a acestui orizont, în gresii conglomeratice cu elemente verzi de la Lunca—Lopătari, am găsit fragmente nedeterminabile de Gasteropode.

Intercalațiunile normale de marne și gresii calcaroase curbicorticele în seria oligocenă au fost descrise mai înainte sub numele de « facies de Fliș ». În regiunea de care ne ocupăm, primele intercalații flișoide au fost semnalate de mine, în 1939, în P. Furului, afluent al Rîmnicului, în Oligocenul Unității superioare în pînză și în V. Zăbala, la gura Pîrîului Gorului, în Oligocenul Unității inferioare. În P. Furului pachetul de marne și gresii curbicorticele suportă câteva bancuri de Gresii de Kliwa moale, glauconitică și cu elemente de șisturi verzui, apoi, în contact tectonic, suportă Eocenul.

Poziția pachetului flișoid la partea superioară a profilului din P. Furului iar în V. Zăbala, imediat sub menilitele superioare, m-a determinat atunci să situez acest pachet în Oligocenul superior. Credința aceasta mi-a fost întărită în cursul anului 1942 cînd, în urma cercetărilor din bazinul V. Bîsca Rosiliei, am întîlnit Orizontul Stratelor de Vinețișu — adică tot un pachet flișoid — la partea superioară a Oligocenului.

În același an (1942), GR. POPESCU, lucrînd în V. Teleajenului, a ajuns la concluzia că Stratele de Podu Morii ¹⁾ sînt situate la mijlocul seriei oligocene, separînd acolo un orizont inferior de Gresie de Kliwa și unul superior.

Vizitînd V. Teleajenului, în 1942, m-am convins că acolo, în adevăr, Stratele de Podu Morii sînt intercalate normal în mijlocul Oligocenului. În V. Buzăului, însă, în profilele externe nu lucrasem încă și poziția clară a Stratelor de Vinețișu la partea superioară a Oligocenului, m-a făcut să bănuiesc că foarte probabil este vorba de 2 serii de vîrstă diferită.

La începutul anului 1943, lucrînd în V. Buzăului și întîlnind acolo profile complet deschise, am ajuns la convingerea că în zonele externe ale unității în pînză din regiunea noastră, se intercalează la mijlocul Oligocenului același pachet flișoid cu tufuri, semnalat în V. Teleajenului, în aceeași poziție, de către GR. POPESCU. Observațiunile din Valea Buzăului însă, nu m-au convins că cele 2 serii flișoide — Stratele de Podu Morii și Stratele de Vinețișu — sînt indiscutabil sincrone, așa cum era tentat să creadă GR. POPESCU și cum a susținut mai tîrziu I. PĂTRUȚ (118). Dar asupra acestor probleme voi reveni.

¹⁾ Vorbînd de Stratele de Podu Morii, GR. POPESCU se referea numai la Orizontul de marne și gresii curbicorticele cu intercalații de tufuri.



Plecînd de la datele figurate pe harta lui TEISSEYRE din regiunea Vălenii de Munte, I. PĂTRUȚ, în lucrarea sa de teză, separă în regiunea V. Teleajenului, Orizontul Stratelor de Podu Morii, cu o grosime de cca 700 m și deosebește în acest orizont 3 nivele, dintre care cel superior este alcătuit din marne, gresii curbicorticală și tufuri.

În ceea ce privește termenul introdus de TEISSEYRE care cuprinde și nivele mai inferioare, sîntem de acord cu I. PĂTRUȚ că întrebuintarea denumirii de «Strate de Podu Morii» numai pentru Orizontul de marne, gresii curbicorticală și tufuri, poate da naștere la confuzii.

Ulterior comunicării mele din 1944, I. PĂTRUȚ, pentru a evita aceste confuzii, întrebuintează denumirea de «Strate de Podu Morii *str. s.*» (116), însă ceva mai tîrziu, socotește că nici acest termen nu este corect și pentru a evita alte confuzii, introduce denumirea de «Strate de Izvoarele».

Am împărtăși în întregime punctul de vedere al lui I. PĂTRUȚ, dacă Stratele de Izvoarele ar reprezenta indiscutabil același pachet de strate la care ne referim. Stratele de Izvoarele însă nu sînt altceva decît Stratele de Vinețișu din Oligocenul flancului nordic al Anticlinalului Smeuret (116) sau al bolții anticlinale nordice din Pînza de Homorîciu—Prăjani (118). Cum există motive serioase care ne fac să punem la îndoială sincronizarea Stratelor de Vinețișu cu Orizontul de marne, gresii curbicorticală și tufuri, socotim că denumirea de Strate de Izvoarele nu este indicată în cuprinsul Pînzei de Văleni—Buștenari a lui I. PĂTRUȚ și nici în zonele interne ale Pînzei noastre mediane.

Desigur că cel mai indicat lucru pînă la lămurirea controversei privind sincronizarea celor 2 orizonturi de strate, ar fi introducerea unei noi denumiri locale¹⁾. Pentru a nu introduce însă prea multe denumiri locale și pentru a aplica o măsură uniformă — la fel am procedat cu restrîngerea noțiunii de «Strate de Tisaru» — am socotit că denumirea de «Strate de Podu Morii *str. s.*» poate fi păstrată, cu atît mai mult cu cît știm acum precis la care anume nivel de Strate de Podu Morii *sensul* TEISSEYRE, ne referim.

În Oligocenul din profilele externe ale Pînzei mediane, Stratele de Podu Morii *str. s.* au o poziție constantă deasupra Orizontului inferior al Gresiei de Kliwa. Ceea ce diferă numai în diferitele profile urmărite este grosimea sa, care de la 50—60 m în P. Jghiabului (col. VII, pl. 6), ajunge la 230 m la Colți (Călugărițele, col. C, pl. 6).

Profilul din P. Leordeanu (col. IV, pl. 6), arată în partea mijlocie a sa, un amestec de pachete de Gresie de Kliwa cu pachete de marne și gresii curbicorticală de tipul Stratelor de Podu Morii *str. s.* Se recunoaște clar și în acest profil un pachet de cca 160 m de Strate de Podu Morii *str. s.* Tuful nu a fost

¹⁾ În ședința din 28.I.1949 (60), am sugerat denumirea de «Strate de Frînghiești» pentru a rămîne tot în zona de răspîndire a Stratelor de Podu Morii, *sensul* TEISSEYRE. Tot așa de bine s-ar putea întrebuinta denumirea de «Strate de Călugărițele» de exemplu, după localitatea unde aceste strate sînt foarte bine deschise în regiunea de la E de Buzău.

observat în P. Leordeanu, dar după datele lui GR. POPESCU, el există în acest profil la W de Rîul Buzău.

Deasupra pachetului de Strate de Podu Morii *str. s.* urmează, în P. Leordeanu, un pachet de cca 100 m de Gresii de Kliwa în alternanță cu marne nisipoase și gresii de tipul celor din Stratele de Pucioasa, apoi cca 200 m de alternanță de marne și gresii puternic curbicorticeale, în parte silicioase, amintind Stratele de Vinețușu.

g) *Orizontul superior al Gresiei de Kliwa.* Deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.* urmează, în Gîrla Fișicilor, un pachet de cca 240 m de Gresii de Kliwa cu intercalațiuni de șisturi disodilice. La partea inferioară a acestui pachet, se observă și cîteva intercalații de marne cenușii nisipoase.

Gresia de Kliwa din Orizontul superior, se deosebește de cea din Orizontul inferior prin faptul că este foarte slab cimentată, uneori este aproape nisip de culoare albă. Bancurile de gresie ajung și aici grosimea de 10 m și conțin la fel, uneori, elemente verzi; glauconitul este mai frecvent în Gresia de Kliwa din acest orizont.

Cu excepția părții celei mai inferioare (cca 150 m pe col. V), unde GH. VOICU determină o microfaună nu prea deosebită de cea din Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.*, Orizontul superior al Gresii de Kliwa este foarte sărac în microorganisme. GH. VOICU nu citează decît spiculi de Spongieri.

C. STOICA (156), pe lângă spiculi de Spongieri și fructificații de Plante, mai citează și «rare Foraminifere calcaroase sau aglutinante piritizate». Este probabil că aceste Foraminifere, în special cele calcaroase, provin din intercalațiunile marnoase din partea inferioară a acestui orizont.

Studiul nisipurilor albe silicioase, provenind din Orizontul superior de Gresie de Kliwa din regiunea de la W de Teleajen (49), arată aceeași compoziție mineralogică ca și Gresia de Kliwa din Orizontul inferior. Merită să fie semnalată doar lipsa resturilor de organisme.

Considerațiunile făcute mai sus în legătură cu Gresia de Kliwa din Orizontul inferior, rămîn valabile și pentru gresia sau nisipurile din Orizontul superior de Gresie de Kliwa.

Este de remarcat faptul că atît M. FILIPESCU cît și I. PĂTRUȚ, citează în Orizontul superior de Gresie de Kliwa intercalațiuni de cinerite (49, 118).

În regiunea cercetată de mine, asemenea intercalațiuni nu au fost observate.

La răsărit de R. Buzău, Orizontul superior al Gresii de Kliwa nu apare în toate profilele din zona externă a Pînzei mediane.

Cel mai intern profil în care se întîlnește acest orizont, este cel de pe linia Colți—Mlăjet—Valea Rea (col. V, pl. 6) unde se constată și grosimea sa maximă (cca 500 m). Celelalte 2 benzi de Oligocen imediat mai interne, sînt tăiate tectonic deasupra Orizontului de Strate de Podu-Morii *str. s.*



G. MURGEANU și N. ONCESCU consideră că zonele de Oligocen în care este deschis și Orizontul superior al Gresiei de Kliwa, ar putea aparține unei «subunități marginale». Gresia de Kliwa din Oligocenul acestei subunități, denumită Gresia de Buștenari, ar reprezenta un facies de tranziție.

Vom arăta mai departe că lipsa Orizontului de Gresie de Kliwa din cele 2 benzi de Oligocen mai interne, se explică pe cale tectonică.

h) *Orizontul menilitelor superioare*. Deasupra Orizontului superior al Gresiei de Kliwa, urmează un pachet de menilite, gros de cca 80 m în Gîrla Fișicilor, în constituția căruia intră menilite, diatomite și argile dure silicioase și rare intercalațiuni de Gresie de Kliwa. Grosimea acestui orizont de menilite ajunge cca 100 m în V. Buzăului, la Mlăjeț.

Studiul microscopic făcut de M. FILIPESCU (48), a arătat că există o trecere gradată între diatomitul propriu zis și menilite («opalite sau Chert» după CAYEUX).

Tipul intermediar, descris de M. FILIPESCU (46, 49), sub numele de «gaize-diatomit», arată un conținut de 75% din volumul total al rocei reprezentat numai prin Diatomee. Restul organismelor silicioase ar fi reprezentat prin rari spiculi de Spongieri și Radiolari. Milul silicios organic, provenit din carapacea Diatomeelor și din spiculi de Spongieri, ar fi fost atacat de apa mării, care prin conținutul în CO_2 , ar fi dizolvat silicea din scheletul acestor organisme. Silicea coloidală formată astfel ar fi fost masată în anumite puncte, «dînd naștere la concentrări de silice sau accidente silicioase de tip menilit» (48).

În secțiunile microscopice examinate de către S. ANTON, gaize-diatomitele din regiunea V. Lupului—Sibiciu, arată o masă fundamentală silicioasă-argiloasă, de culoare galbenă, în parte amorfă, în parte criptocristalină, în care se găsește răsîndit rar un material detritic constituit din granule colțuroase de cuarț cu diametrul de 0,005—0,10 mm și foarte rare lamele de muscovită. Ca material autigen se observă foarte rare granule de glauconit și pigmenți feruginoși limonitici. Resturile organice sînt reprezentate prin numeroase Diatomee ciclice și penate, unele bine păstrate, cu ornamentațiuni vizibile, precum și prin spiculi de Spongieri.

M. FILIPESCU a mai remarcat că intensitatea procesului de silicifiere variază în Carpații orientali (49). Maximum de intensitate ar fi avut loc în Moldova, în timp ce în jumătatea de răsărit a Munteniei, unde domină rocele silicioase organice, procesul de silicifiere ar fi fost mai puțin intens.

Observațiunile noastre confirmă acest punct de vedere. Astfel, pe cînd în regiunea Sibiciu—Malul Alb—V. Lupului, găsim în acest orizont foarte multe diatomite cu intercalațiuni de menilite curate și de argile dure, silicioase, mergînd spre NE, spre Lopătari, diatomitele se întîlnesc din ce în ce mai puțin; în locul lor apar însă tot mai multe menilite, cu toți termenii de tranziție de



la diatomite până la menilite pure. În regiunea Lopătari aproape că nu se mai întâlnesc de loc diatomite curate.

La N de Lopătari, Horizontul menilitelor superioare nu se mai întâlnește în cuprinsul Pinzei mediane. La S de Lopătari însă, menilitele se întâlnesc în mod constant la partea superioară a Oligocenului, în lungul zonei de dispariție a acestei formațiuni sub depozitele miocene.

i) *Orizontul de trecere.* Menilitele superioare se continuă cu un pachet de 10—15 m, în care, Gresii de Kliwa alternează cu șisturi disodilice și cu marno-argile cenușii și negre și cu câteva intercalațiuni de menilite. În V. Buzăului

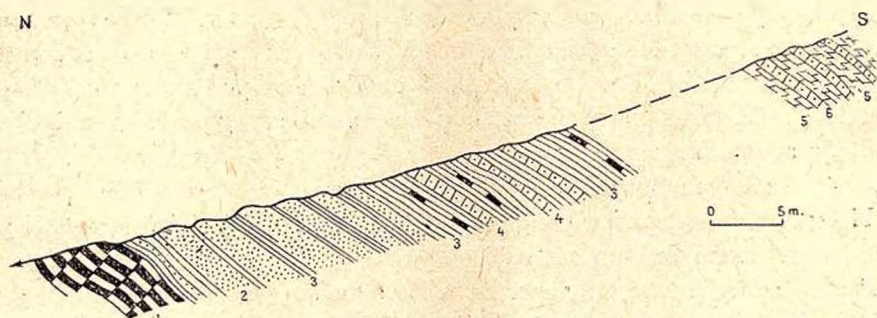


Fig. 4. — Profil în Oligocenul superior din P. Țiganului.

1, menilite sup.; 2, Gresie de Kliwa; 3, șisturi disodilice; 4, gresii cenușii, calcaroase, curbicortice; 5, marne cenușii, în parte nisipoase; 6, gresii micacee, calcaroase (Strate de Tețcani).

la N de confluența cu V. Sibiciului, acest pachet are o grosime de cca 70 m, iar la Lopătari, cca 50—60 m. La S de Lopătari, în P. Țiganului, ca și pe extremitatea de N a Anticlinalului Lopătari, în P. Brebului, se intercalează în acest pachet și gresii cenușii calcaroase, slab curbicortice, groase până la 25—30 cm (fig. 4).

În rezumat, în profilul de Oligocen din Gîrla Fișicilor se pot separa următoarele orizonturi:

- Orizontul Gresiei de Lucăcești;
- Orizontul Stratelor de Lingurești;
- Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare;
- Orizontul șisturilor disodilice;
- Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa;
- Orizontul Stratelor de Podu Morii str. s.;
- Orizontul superior al Gresiei de Kliwa;
- Orizontul menilitelor superioare;

Un orizont de Gresie de Kliwa, în alternanță cu șisturi disodilice și de marno-argile cenușii.



Profilul din Gîrla Fişicilor se încheie cu un banc de gips de 4—5 m grosime, peste care urmează apoi o gresie moale, feldspatică, grosieră, cenuşiu-deschisă şi cu ciment calcaros.

În comunicarea preliminară asupra faciesurilor Oligocenului dintre Slănic şi Buzău (59), am considerat limita oligocen-aquitaniană la primele apariţiuni de gipsuri. I. PĂTRUŢ (118) a considerat Orizontul gipsurilor inferioare ca ţinînd tot de Oligocen.

Observaţiunile făcute de mine în regiunea cercetată, asupra depozitelor de deasupra menilitelor superioare, nu sînt suficiente pentru a trage concluziuni asupra vîrstei lor. Ceea ce se constată, însă, este faptul că acolo unde în cuprinsul Pînzei mediane apar gipsuri la partea superioară a Oligocenului, ele apar în concordanţă perfectă şi în continuitate de sedimentare cu menilitele superioare şi pachetul următor de Gresie de Kliwa şi disodile. Această constatare confirmă observaţiunile lui M. FILIPESCU de la W de Teleajen, pe baza cărora consideră Stratele de Cornu — în care sînt cuprinse şi aceste gipsuri — ca încheind ciclul de sedimentare paleogen.

Aquitanianul cu Stratele sale de Cornu ar aparţine deci ciclului paleogen, iar Neogenul ar începe cu conglomeratele burdigaliene. Asupra acestei probleme vom reveni într-un alt capitol.

Profile complete de Oligocen cu toată succesiunea de orizonturi descrisă în Gîrla Fişicilor, se mai cunosc la S de regiunea Lopătari, în banda de Oligocen dintre Colţi şi V. Lupului şi cea de la Mlăjet, care se continuă apoi pînă în V. Teleajenului.

La N de Lopătari, un profil complet se cunoaşte numai pe prelungirea Anticlinalului Puşcăria, în P. Jghiabului şi P. Plavăţ.

În restul Pînzei mediane, Oligocenul, dezvoltat în acest facies, apare în diferite profile, prezentînd însă numai orizonturile de bază pînă la Orizontul inferior de Gresie de Kliwa inclusiv.

Deasupra acestui orizont se cunosc încă ceva argile disodilice cu intercalaţii de marne şi puţine gresii curbicorticeale în V. Bîsca Mică, în regiunea de la confluenţa cu P. Şapte Izvoare şi P. Secuiului.

Lipsa orizonturilor superioare semnalate în profilele cele mai externe ale Pînzei mediane se explică prin ridicarea generală spre N, a unităţii în pînză, ceea ce a dus probabil la erodarea acestor orizonturi.

Am arătat mai sus că la N de Mlăjet mai apar 2 zone de Oligocen, al căror profil este însă tăiat tectonic deasupra Orizontului de Podu Morii *str. s.*

La SW de Buzău, GR. POPESCU citează uneori deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, apariţii subţiri de Gresii de Kliwa şi de menilite. Acest fapt îl determină să considere că în Oligocenul zonelor mai interne decît cea de la Mlăjet, Orizontul superior al Gresiei de Kliwa lipseşte stratigrafic sau este foarte subţire dezvoltat şi ca o consecinţă, este înclinat să creadă că Stratele de Podu Morii *str. s.* sînt sincrone cu Stratele de Vineţu. În această inter-



pretare, Oligocenul celor 2 zone n-ar mai fi tăiat tectonic deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, ci chiar la partea sa superioară, deasupra Orizontului de menilite superioare.

Prezența unor menilite și a unei gresii asemănătoare Gresiei de Kliwa a fost semnalată și de mine la E de Buzău, aparent situate normal deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.* Am spus «aparent» pentru că de fapt gresia asemănătoare Gresiei de Kliwa reprezintă Gresia de Lucăcești, iar menilitele sînt însoțite și de marne bituminoase și reprezintă Orizontul marelui bituminoase și al menilitelor inferioare.

P. Cășăriei (afluent al Pîrîului Bîsca Rosiliei) este unul din cazurile la care mă refer.

Pe baza acestei observațiuni, am considerat că la E de Buzău, aparițiile subțiri de Gresie de Kliwa (Lucăcești) și de menilite de deasupra Stratelor de Podu Morii *str. s.*, aparțin Oligocenului inferior și le-am interpretat ca venite aici pe cale tectonică.

I. PĂTRUȚ (118) ajunge la același punct de vedere ca și GR. POPESCU, pe altă cale. El pleacă dela observațiuni și mai precise: existența intercalațiilor de cinerite în Stratele de Izvoarele (Pînza de Homorîciu—Prăjani) și în nivelul superior al Stratelor de Podu Morii *sensul* TEISSEYRE (Pînza de Văleni—Buștenari). Cele două orizonturi avînd asemănări lithologice, iar apariția cineritelor fiind considerată ca avînd valoare regională, sincronizarea celor 2 orizonturi se impune ca o concluzie logică.

Următoarele motive se opun unei sincronizări indiscutabile:

1. În P. Vinețișului, Stratele de Vinețișu se situează direct sub Orizontul menilitelor superioare, pe cînd în V. Buzăului, Stratele de Podu Morii *str. s.* suportă încă Orizontul superior de Gresie de Kliwa și apoi menilitele superioare.

2. Profilul de Oligocen din P. Leordeanu arată 2 pachete flișoide din care, cel mai inferior, se poate paraleliza cu Stratele de Podu Morii *str. s.*, iar cel superior, cu Stratele de Vinețișu. Dacă mai ținem seamă și de pachetul de strate de tip Pucioasa de deasupra primului pachet flișoid, Oligocenul din P. Leordeanu poate fi considerat ca reprezentînd un facies intermediar între tipul de Oligocen descris în Gîrla Fișicilor și cel din P. Vinețișu. Raționamentul este valabil cel puțin atîta timp cît se dovedește că profilul din P. Leordeanu nu este afectat tectonic de vreo falie longitudinală, la nivelul dintre cele două pachete flișoide.

3. Microfauna este complet diferită în cele două orizonturi, cu toată asemănarea lor petrografică. Astfel, în timp ce Stratele de Podu Morii *str. s.* sînt caracterizate printr-o asociație micropaleontologică variată și destul de bogată, alcătuită din Foraminifere calcaroase predominante și dintr-un număr redus de aglutinante și de spiculi de Spongieri, în Stratele de Vinețișu lipsesc complet formele calcaroase, iar microfauna este reprezentată numai prin cîteva forme de aglutinante și spiculi de Spongieri.



Cîteva probe din Oligocenul superior de la Breaza-Prahova cu aspect de Strate de Vinețu și cu intercalațiuni de bentonite, au arătat o microfaună foarte săracă, tot numai cu puține forme aglutinante și spiculi de Spongieri.

4. Există posibilitatea ca intercalațiunile de tuf din Stratele de Izvoarele să nu fie aceleași intercalații în Stratele de Podu Morii *str. s.* I. PĂTRUȚ ca și M. FILIPESCU citează intercalațiuni de cinerite în Orizontul superior al Gresiei de Kliwa. S-ar putea deci ca tufurile din Stratele de Izvoarele (Pinza de Homoriciu—Prăjani) să fie echivalente cu cele din Orizontul superior de Gresie de Kliwa (Pinza de Văleni—Buștenari).

5. În P. Vinețu nu am observat intercalațiile de cinerite pe care le-am citat în V. Buzăului. Ele nu au fost găsite pînă în prezent de nici un cercetător, inclusiv de I. PĂTRUȚ, care a vizitat de cîteva ori acest profil deschis în întregime.

Rămîne totuși posibilitatea ca tufurile să fi scăpat observațiunilor noastre, din cauza proceselor de alterație.

6. Însfîrșit, pentru încheiere, menționez că pe coloanele stratigrafice figurate de I. PĂTRUȚ pentru Oligocenul Pinzei de Homoriciu—Prăjani (118, pl. III), nu este indicată nici o intercalație de cinerit în Stratele de Izvoarele. I. PĂTRUȚ citează în text o intercalație de 350 cm cinerit din V. Tarniței la Cosmina.

Din cele arătate mai sus, se vede că paralelizarea celor două orizonturi este încă discutabilă.

În V. Buzăului, am considerat că Stratele de Vinețu nu sînt sincrone cu Stratele de Podu Morii *str. s.* Acestea din urmă ar trece gradat, lateral, în Orizontul cu Gresie de Fusaru, iar Stratele de Vinețu din zonele interne, ar fi echivalentul Orizontului superior cu Gresie de Kliwa. Acest punct de vedere este susținut și de considerațiuni micropaleontologice și anume:

1. Microfauna Stratelor de Podu Morii *str. s.* se poate paraleliza cu cea a Orizontului cu Gresii de Fusaru.

2. Microfauna Stratelor de Vinețu se poate paraleliza cu cea a Orizontului superior cu Gresii de Kliwa (fără cei 150 m din baza orizontului).

Am arătat la capitolul «Istoric» că prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU admit în V. Buzăului, la S de Nehoiu, existența unei serii isoclinale oligocene de 5500 m grosime. Această serie ar fi caracterizată prin recurențe repetate de facies eocen, de menilite și de Gresie de Kliwa.

Urmărirea pe teren și pe hartă a diferitelor zone în care apar complexele considerate ca recurențe de facies, duce la concluzia că acest punct de vedere nu se poate susține.

În primul rînd asociația: Gresie de Lucăcești — Strate de Lingurești — marne bituminoase — menilite inferioare, apare în mod constant atît în cuprinsul seriei isoclinale de 5500 m din V. Buzăului cît și în cuprinsul «subunității marginale» cu Gresie de Buștenari. G. MURGEANU și N. ONCESCU admit că această asociație reprezintă baza Oligocenului în P. Leordeanu și în P. Alunișul,

dar o consideră intercalată în mijlocul seriei oligocene, în regiunile Pălțineni și Mlăjeț.

O scurtă privire aruncată pe harta geologică anexată, arată că la NE de Buzău, Pinza mediană prezintă o serie de cute-solzi alcătuite din Eocen și Oligocen, ridicate treptat spre N, așa fel încât în regiunea V. Zăbala este scos la suprafață și Senonianul. Liniile tectonice de separare a acestor cute-solzi se urmăresc spre S pînă în V. Buzăului, în cuprinsul seriei isoclinale de 5500 m considerată Oligocen, așa că nu se poate vorbi despre o continuitate stratigrafică a acestei serii.

În al doilea rînd, atribuirea vîrstei oligocene seriei descrisă de mine ca Eocen (Eocenul de Colți), nu se poate susține din motive paleontologice.

Studiile întreprinse de C. STOICA (156) și GH. VOICU în această privință, au arătat că între microfauna Eocenului și cea a Oligocenului există deosebiri esențiale. Prezența Eocenului în cuprinsul seriei isoclinale oligocene de 5500 m susținută de prof. G. MURGEANU și N. ONCESCU, este acum un fapt controlat și ea se acordă perfect cu interpretarea de cute-solzi pe care am adoptat-o în această regiune.

B) UNITATEA INFERIOARĂ

În cuprinsul Unității inferioare din V. Putnei, Oligocenul nu diferă prea mult în cele două subunități amintite mai sus.

1. SUBUNITATEA EXTERNĂ

Vom descrie mai întâi un profil din Oligocenul Subunității externe și anume profilul dintre P. Ciutei și Piatra Geamănă, pe flancul estic al Anticlinalului Poiana Lepșei.

De jos în sus se poate observa următoarea succesiune de orizonturi (col. X, pl. 6):

a) *Marne bituminoase*, cu intercalațiuni de menilite. Grosime cca 50 m. O secțiune printr-un șist calcaros silicificat arată la microscop o masă fundamentală microgranulară, de culoare galbenă, constituită din granule fine de calcită (0,005—0,020 mm), întreșute cu granule de cuarț de aceeași dimensiune. În această masă se găsesc rar răspîndite granule de magnetit cu contur pătratic sau sferic, dungi galbene limonitice și cristale romboedrice de calcită, care probabil provin din recristalizarea calcitei produsă concomitent cu silicifierea șistului calcaros.

b) *Șisturi disodilice*, cu intercalațiuni subțiri de 5—20 cm de Gresie de Kliwa (proportia 4: 1—9: 1). Ca element nou, se adaugă rare intercalații de conglomerate verzi mărunte, precum și elemente de șisturi verzi, răspîndite neregulat în masa șisturilor disodilice. Grosime cca 170 m.

c) *Gresie de Kliwa*, în strate de 20 cm — 4 m, cu intercalații de șisturi disodilice în proporție de 3:1, uneori nisipoase și cu elemente verzi, răspândite neregulat în masa lor.

În partea superioară a acestui orizont, apar câteva intercalațiuni de marne șistoase de culoare șocolatie-brună. Tot aici se mai observă câteva blocuri rotunjite, calcaroase, de culoare șocolatie-brună și cu elemente verzi mărunte pe suprafețele lor. Aceste blocuri pot ajunge pînă la 1 m diametru. Ele au fost probabil originar depuse împreună cu celelalte sedimente. Nu am găsit nici un motiv pentru a explica prezența acestor blocuri aici pe cale tectonică (fig. 5).

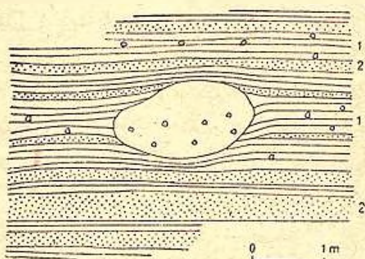


Fig. 5. — Valca Putnei. Blocuri de gresii calcaroase sedimentate între șisturi disodilice și Gresie de Kliwa.

1, șisturi disodilice cu elemente verzi, răspândite neregulat în masa lor; 2, Gresie de Kliwa.

La microscop, aceste blocuri de gresii calcaroase arată un material detritic constituit din granule de cuarț (0,05—0,2 mm), fragmente de șisturi verzi, granule rotunjite de zircon și rutil, fragmente prismatice de turmalină și magnetit. Sînt prezente ca minerale autigene: limonitul, glauconitul, concrețiuni

de pirită și leucoxenul. Cimentul este calcaros, format din granule de calcită așezate în interstițiile dintre elementele clastice și autigene.

Întregul Orizont de Gresii de Kliwa conține intercalațiuni subțiri de conglomerate verzi. Grosimea totală cca 170 m.

d) *Conglomerate verzi*, 20—25 m grosime. Componenti: șisturi verzi (0,3 cm — 15 cm diametru), cuarț alb și cenușiu, cuarțite cenușiu-deschise (10—80 cm diametru). Aceste elemente sînt puternic cimentate într-o masă argiloasă-silicioasă și, în general, rotunjite, mai ales șisturile verzi. Cascada Putnei este tăiată în aceste conglomerate verzi.

e) *Șisturi disodilice* (grosime cca 250 m), cu intercalațiuni subțiri (5—30 cm) de Gresie de Kliwa, în proporție de 3/1 la partea inferioară și de 9/1 la partea superioară a complexului. Intercalațiunile mai subțiri de Gresie de Kliwa sînt cuarțitice, în special cele din partea superioară a acestui orizont.

Foarte adesea se observă elemente verzi răspândite neregulat în masa disodilelor, precum și strate subțiri, uneori lenticulare de conglomerate verzi.

În partea inferioară a acestui orizont de șisturi disodilice, se observă câteva intercalațiuni de marne șocolatii-brune sau chiar calcare-marnoase. Către partea superioară, însă, șisturile disodilice sînt parțial silicificate.

f) *Menilite superioare* — un pachet de cca 20 m — încheie seria oligocenă din acest profil (fig. 8).



La gura Pîrîului Mocearul din jos se mai vede un banc de 6—7 m de conglomerate verzi imediat sub menilitele superioare.

Grosimea totală a Oligocenului din subunitatea externă din V. Putnei ajunge cca 660 m.

Frecvența mare a conglomeratelor verzi și apariția maselor șocolatii-brune, constituie pe lângă reducerea Gresiei de Kliwa, principala caracteristică a Oligocenului acestei subunități.

Blocurile mari sedimentate în partea superioară a Orizontului de Gresie de Kliwa, ca și elementele verzi răspândite neregulat în masa șisturilor disodilice, amintesc faciesul Oligocenului inferior din Piatra Șoimului (V. Dofteana, Bacău).

Intr-un profil de la S de V. Putnei, în P. Dălhățș (col. IX, pl. 2), Gresiiile de Kliwa și în special conglomeratele verzi, sînt ceva mai slab dezvoltate. Grosimea totală a Oligocenului din acest profil este de cca 650 m.

2. SUBUNITATEA INTERNĂ

Oligocenul acestei subunități este deschis tot în V. Putnei, la W de confluența cu P. Greșului, deasupra Eocenului în facies calcaros (Facies de Greșu).

Diferențele între acest Oligocen și cel al Subunității externe, sînt redată pe scurt în următoarele observațiuni:

Apariția Gresiei de Lucăcești la baza Orizontului de marne bituminoase și menilite inferioare.

Apariția a două orizonturi de marne bituminoase și menilite inferioare, al doilea orizont fiind normal intercalat între șisturi disodilice și conținînd lumachelle-uri de diferite Lamellibranchiate.

Un orizont de conglomerate, echivalent cu conglomeratele de la Cascada Putnei, nu se poate separa în Oligocenul acestei subunități. Cîteva intercalații conglomeratice, unele groase pînă la 2 m, există totuși și în acest Oligocen.

La partea superioară a acestui Oligocen, I. DUMITRESCU (42) citează 2 orizonturi de menilite intercalate normal. Există în adevăr la confluența Putna—V. Mărului, două pachete de menilite de 20—25 m grosime fiecare, separate printr-un pachet de cca 120 m, în care la partea inferioară predomină marne cenușii, gresii calcaroase micacee și conglomerate verzi, iar la partea superioară (adică imediat sub cel de-al doilea orizont de menilite) apar numai disodile cu intercalații de conglomerate verzi și de Gresie de Kliwa.

Deoarece în alte profile din Oligocenul acestei subunități — de exemplu în V. Zăbala sau la S de Vf. Pietrosul — nu am întîlnit 2 orizonturi de menilite superioare, ci un singur orizont avînd deasupra sa conglomerate, marne și gresii calcaroase, socotesc că poziția normală a celor două orizonturi de menilite superioare este discutabilă.



Pe coloana stratigrafică figurată pe pl. 6 (col. VIII) am trasat, cu semn de întrebare, o limită între Oligocen şi Miocen, imediat deasupra primului orizont de menilite superioare.

Grosimea Oligocenului Subunităţii interne, măsurată pînă la această limită, este de aproximativ 640 m.

În general, Gresia de Kliwa este mai dezvoltată decît în Oligocenul Subunităţii externe.

Am considerat că aparţine tot Subunităţii interne, Oligocenul întîlnit în V. Zăbala la confluenţa acesteia cu P. Gorul, în Muntele Pietrosul şi în V. Năruja la confluenţa sa cu P. Bălosul.

Într-o deschidere din P. Zăbala şi în alta din P. Bălosu, a fost întîlnit un pachet de cca 50 m, constituit din argile verzi în alternanţă cu argile disodilice şi cu intercalaţiuni subţiri de gresii micacee, calcaroase, cu hieroglife, în parte glauconitice şi curbicorticale.

Poziţia acestui pachet flişoid este la partea superioară a Oligocenului. Deasupra sa urmează cîteva strate de Gresie de Kliwa cu intercalaţiuni de sisturi disodilice (cca 5—6 m), apoi menilitele superioare.

În V. Putnei, sub menilitele superioare (primul orizont), se găseşte un band de Gresie de Kliwa de 5—6 m, apoi un pachet de sisturi disodilice cu intercalaţiuni subţiri de gresii parţial slab curbicorticale. Intercalaţiunile mai groase de Gresie de Kliwa încep numai sub acest orizont disodilic.

Am paralelizat pachetul flişoid din V. Zăbala, cu Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.* din cuprinsul Pînzei mediane.

IV. AQUITANIANUL

A) PÎNZA MEDIANĂ

Am arătat mai sus că în cîteva profile bine deschise, deasupra orizonturilor oligocene superioare, urmează un banc de gips de cîteva metri grosime şi uneori chiar depozite mai noi reprezentate prin marne, pietrişuri cuarţoase şi gresii.

Asemenea depozite se cunosc în cuprinsul Pînzei mediane pe flancul sudic al Anticlinalului Puşcăria, în jurul Anticlinalului Lopătari, în fereastra dela Budeşti, de-a lungul Oligocenului pe liniile Fişici—Muscelul Cărmănescu şi V. Lupului—V. Muscelului şi în sfîrşit, în regiunea dela S de Nehoiaş—Bîsceni—Păltiniş—Vf. Mesteacănelui.

Prin comparaţie cu depozite asemănătoare, descrise de M. FILIPESCU, în regiunea de la W de Teleajen, am atribuit acestor depozite o vîrstă aquitaniană.

Aquitanianul urmînd concordant — după cum vom vedea — peste Oligocen, a fost considerat ca reprezentînd ultima formaţiune paleogenă, încheind astfel un ciclu de sedimentare început în regiunea noastră, foarte probabil odată cu Eocenul.



1. Pe flancul de S al Anticlinalului Pușcăria, Aquitanianul este reprezentat printr-un complex de 4—5 m de gips stratificat, cu intercalațiuni de marne cenușii.

Există o perfectă concordanță și continuitate de sedimentare între complexul de gips și orizontul disodilic al Oligocenului subjacent.

Depozite mai tinere decât Aquitanianul, în această regiune au fost probabil tăiate de Eocenul Digației Lacul Mocearu.

2. Pe flancul de W al Anticlinalului Lopătari, Aquitanianul este reprezentat printr-o serie breicioasă constituită din marne, gresii și gipsuri parțial strati-

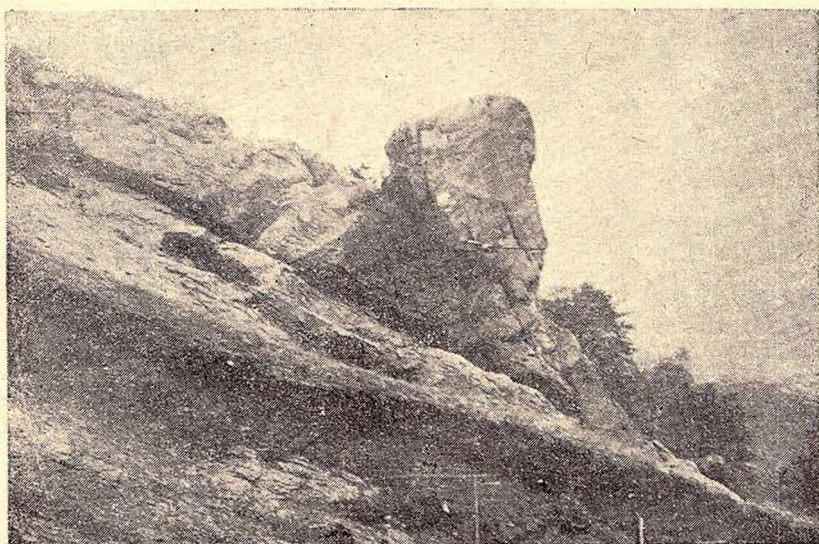


Fig. 6. — Gresia de Buștea.

ificate, apoi elemente de șisturi verzi și cuiburi de nisip și lentile de gresie conglomeratică, cunoscută sub numele de « Gresie de Buștea » sau « Arcoze de Călcîiu » (61).

Această gresie calcaroasă, cenușie, local roșietică, cu bobul mijlociu sau grosier, în strate de 40 cm — 4 m, ușor concreționară, are totdeauna printre componenții săi, feldspați caolinizați.

În regiunea Crucișoara ea formează un relief caracteristic (fig. 6) și a fost confundată de O. PROTESCU cu Gresia de Fusaru (43).

În seria aquitaniană de mai sus apare masivul de sare dela Lunca și izvoarele sărate dela S și N de Lopătari.

Masivul de sare de la N de Budești ține tot de această serie aquitaniană, aparținând tectonic în fereastra de sub Paleogenul Digației Lacul Mocearu.

3. La răsărit de Anticlinalul Lopătari, deasupra menilitelor superioare, se așează aproape concordant o serie g. oasă de cca 350 m. Seria este constituită

din marne şi gresii cenuşii, gresii gipsifere şi conglomerate cu elemente verzi, precum şi blocuri de Oligocen. Culoarea predominantă: verde.

Nu se poate afirma dacă această serie este mai tânără sau echivalentul seriei breicioase dela W de Anticlinalul Lopătari. Nu este exclusă posibilitatea ca ea să reprezinte Burdigalianul inferior, însă nu avem argumente pentru această vîrstă. În orice caz ea este mai veche decît Seria roşie a Stratelor de Teţcani, considerate ca Burdigalian superior — Helveţian inferior (61).



Fig. 7. — Ornamentaţii de suprafaţă pe gresii din Seria verde de la Lopătari.

Seria aceasta pare să aibă o dezvoltare lenticulară; în P. Plavăţu ea este mult mai subţire.

Cu toată concordanţa aparentă menţionată, Seria verde apare — potrivit sedimentaţiei ritmice şi ornamentaţiunilor de suprafaţă — în poziţie răsturnată.

Cele mai frumoase exemple de sedimentaţie ritmică şi diferite ornamentaţiuni de suprafaţă le-am văzut în această Serie verde de pe flancul estic al Lopătarilor (fig. 7).

Contactul ei cu Orizontul menilitelor superioare, trebuie deci considerat tectonic.

4. În regiunea Fişici — Muscelul Cărămănescu, ca şi la V. Lupului—V. Muscelului, deasupra gipsului bazal mai apar şi câteva bancuri de gresie grosieră de tipul celei de la Buştea.

5. Pe linia S Nehoişi—S Bîsceni—W Păltiniş—Vf. Mesteacănului, adică în extremitatea nord-estică a Cuvetei de Drajna, Aquitanianul este reprezentat

printr-un complex care începe cu un banc de gips urmat de marne nisipoase, nisipuri marnoase și intercalațiuni de gresii gipsifere.

La S de Ruptura, au fost observate foarte multe elemente de pietriș de cuarț și de micașturi, în general, angulare. Aceste pietrișuri sînt, probabil, răspîndite în masa marnelor nisipoase, deoarece ca intercalații *in situ* nu au fost nicăieri întîlnite. Ele reprezintă, foarte probabil, echivalentul conglomeratelor intercalate în Stratele de Cornu, citate de M. FILIPESCU și GR. POPESCU la W de Buzău și Teleajen, în Aquitanianul din baza Cuvetei de Drajna.

B) UNITATEA INFERIOARĂ

Depozite care ar putea fi echivate cu ceea ce am descris ca Aquitanian în cuprinsul Pînzei mediane, sînt reprezentate în Unitatea inferioară prin conglomerate verzi, gresii și marne cenușii, precum și printr-o brechie marnoasă, cenușie, cu masive de sare.

Am întîlnit asemenea depozite deasupra Oligocenului din Subunitatea internă în V. Putnei, V. Mărului, V. Zăbala, P. Bălosu și V. Năruja, iar în Subunitatea externă, deasupra Oligocenului flancului de răsărit al Anticlinalei Poiana Lepșa.

1. SUBUNITATEA INTERNĂ

În această subunitate, conglomeratele verzi urmează imediat deasupra Oriizontului de menilite superioare și sînt alcătuite din bancuri de conglomerate, la partea superioară avînd intercalațiuni de gresii verzi, slab calcaroase. Deasupra urmează un complex de marne cenușii cu intercalațiuni de gresii micacee cu resturi de Plante.

Elemente în conglomerate: șisturi verzi, cuarț alb și cenușiu, cuarțite dure, cenușiu-deschise și rari bucăți de gresie fină, calcaroasă, de culoare brună. Dimensiunea acestor componente variază în regiune: în V. Zăbala de exemplu, mai la vale de confluența cu P. Gorului, conglomeratele conțin elemente de mărimea unei nuci și sînt slab cimentate. La Curmătura Pietrosului, componentele (în special, șisturile verzi și blocurile de cuarț), pot atinge un diametru de 20—30 cm și sînt mai bine cimentate. Printre blocurile componente, cuarțitele sînt, în general, rulate, în timp ce blocurile de șisturi verzi sînt mai mult angulare.

Grosimea conglomeratelor variază ca și dimensiunea componentelor: cca 30 m în V. Mărului sau în P. Saroș, cca 50 m la W de Păișele și aproape 200 m la Curmătura Pietrosului.

Oriizontul conglomeratelor verzi trece prin intermediul unor gresii verzi, slab calcaroase, pe alocuri gipsifere, la un complex superior de marne cenușii cu spărtură concoidală și cu intercalațiuni de gresii (10—40 cm) cenușii, calcaroase, micacee.



Gresiile verzi amintesc aceleași gresii gipsifere din P. Feschi din Sus (Oituz, regiunea Bacău).

Complexul marelui nu depășește grosimea de 100 m, fiind de obicei prins sub Unitatea superioară în pînă.

Pe linia de contact dintre cele două unități, apar în V. Zăbala, P. Bălosu și P. Mișinei, numeroase izvoare sărate. În ultimele două pîraie, apare de sub depozitele paleogene ale pînzei și Orizontul roșu al Stratelor de Tețcani.

2. SUBUNITATEA EXTERNĂ

Aquitanianul acestei subunități este reprezentat printr-un orizont de conglomerate și unul de brechie sedimentară cu sare.

În V. Putnei, deasupra menilitelor superioare, urmează la gura P. Mocearul din jos și în Piatra Geamănă, un orizont de conglomerate în bancuri pînă la

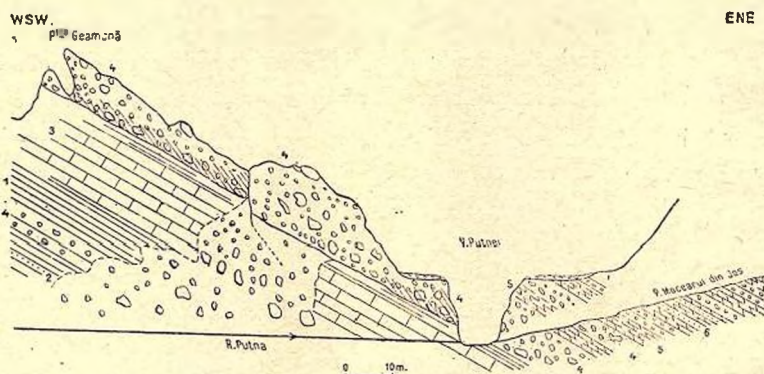


Fig. 8. — V. Putnei la confluența cu P. Mocearul de Jos: Oligocen superior — Aquitanian.

1, șisturi disodilice; 2, Gresie de Kliwa; 3, menilitite superioare; 4, conglomerate verzi; 5, marne cenușii; 6, gresii calcaroase, micacee.

10—15 m grosime, cu intercalațiuni de pachete de șisturi argiloase brune, silicificate, la partea inferioară și de marne cenușii și gresii calcaroase micacee, la partea superioară.

Conglomeratele sînt alcătuite din elemente de șisturi verzi, cloritoșisturi, cuarț alb și cenușiu, gresii calcaroase cenușiu-deschise și resii cuarțitice roșietice, cu elemente negre. Cu excepția șisturilor verzi, toate celelalte elemente sînt, în general, rotunjite. Diametrul componentelor variază între 0,5 cm și 1 m. Dimensiunea medie este de 10—15 cm. Numai șisturile verzi ajung uneori 1 m diametru. Către partea superioară a orizontului, bancurile de conglomerate se subțiează, iar componentele devin mai mărunte și mai cimentate.

Detalii privind constituția acestui orizont de conglomerate sînt schițate în fig. 8.



Grosimea totală a conglomeratelor din Piatra Geamănă este de cca 60 m. În basinul Văii Putna, conglomeratele verzi au o dezvoltare lenticulară.

Grosimea amintită mai sus, se poate constata în Piatra Geamănă sau la confluența Putnei cu P. Frasin, pe cînd ceva mai la S, în P. Dălhățaș, orizontul conglomeratelor este reprezentat numai printr-un banc de 1 m grosime, situat imediat deasupra menilitelor superioare.

În regiunea de confluență a Văilor Putna și Coza, apare o brechie sedimentară cu eflorescențe de sare. Această brechie constă din material oligocenic: șisturi disodilice, menilite, Gresii de Kliwa, apoi șisturi verzi (în general elemente mici, însă există și blocuri măsurînd pînă la 2 m diametru, de ex. în P. Puturosu), gips primar lentiliform sau gips secundar) și înșfîrșit, rare elemente rotunjite, luciate, de argilă cenușie.

Matricea acestei brecii este o argilă neagră sau cenușiu-închisă, uneori nisipoasă.

Eflorescențe saline sînt pretutindeni observate în zonele de apariție a breciei.

Prezența elementelor de Oligocen și a elementelor mici luciate, amintește brechia descrisă de GR. POPESCU sub numele de «Brecie de Cosmina» în regiunea Prahova (126).

Brecia sedimentară descrisă este acoperită de Orizontul roșu al Stratelor de Tețcani, iar acestea la rîndul lor, suportă Oligocenul din Vf. Galaciu.

În această privință, un profil concludent îl oferă P. Dălhățașu.

Peste menilitele superioare, urmează aici un strat de conglomerate verzi de 1 m, apoi cca 20 m argile sîtoase cenușii și cenușiu-închise, cu intercalații subțiri (5 cm) de gresii calcaroase verzui (proporția 19/1). Argilele sînt acoperite de un pachet de brechie saliferă de cca 50 m grosime, iar aceasta la rîndul ei, suportă Stratele de Tețcani.

V. MIOCENUL

Depozitele miocene sînt indicate pe hartă cu o singură culoare. Orizontarea lor nu a fost făcută, deoarece fiind situate în afara zonei de apariție a depozitelor paleogene, problema Miocenului depășește cadrul propus pentru această lucrare.

Fiindcă am amintit însă mai sus despre Stratele de Tețcani, mă voi referi totuși la lucrările executate de mine în Zona miocenă din zona de curbură a Carpaților (61) în care am separat următoarele orizonturi pentru Miocen:

Stratele de Tețcani, reprezentînd Burdigalian-Helvețianul inferior;

Stratele de Cîmpeni, reprezentînd Helvețianul mediu și superior;

Tortonianul;

Sarmațianul.

Primele două denumiri locale sînt cunoscute de multă vreme din literatură și nu voi insista asupra lor. Mă voi opri puțin însă asupra Tortonianului,



pentru că această formațiune a reținut din nou în ultima vreme atenția multor cercetători.

Încă din 1943, GR. POPESCU și F. OLTEANU (112, 126) au descris printre orizonturile lithologice ale Tortonianului, o brechie sedimentară cu sare, intercalată normal în această formațiune.

Nu voi insista asupra vârstei masivelor de sare. Multe din ele sînt legate cu siguranță de ceea ce se consideră ca Aquitanian. Bazinul Văii Putna oferă după cum am văzut, exemple suficiente în sprijinul acestui punct de vedere. Este probabil, însă, că o parte din masivele de sare să aparțină formațiunilor mai noi, fie Helvețianului, cum susține G. MURGEANU (104), fie Tortonianului, cum susțin GR. POPESCU și F. OLTEANU (112, 126).

Din observațiunile făcute în diverse regiuni, precum și din datele de literatură, am ajuns la concluzia că poate exista sare mai nouă decît cea aquitaniană.

Masive de sare care ar intra în această categorie, se întîlnesc în jurul marginii Flișului, începînd din V. Nărujei pînă în V. Slănicului. Citez în această ordine de idei, masivele de sare de la Poenile Sării—Zăbala, Jitia—P. Argintăriei, Plavățul și Bîsceni—Săreni.

Nu voi discuta însă problema vârstei acestor masive pentru că în primul rînd nu posed date suficient de convingătoare pentru a conchide o vîrstă mai nouă decît cea aquitaniană, atribuită de M. FILIPESCU masivului din P. Argintăriei (55), sau decît cea helvețiană, atribuită de G. MURGEANU masivului de la Poenile Sării (104) și în al doilea rînd, pentru că această problemă atît de complexă, iese în afara preocupărilor propuse în această lucrare.

Indiferent de vîrsta masivelor de sare, voi menționa însă aici că în zona lor de apariție se întîlnesc și la Poenile Sării și la P. Argintăriei, gipsuri, tufuri, marne tufacee cu Globigerine și șisturi calcaroase, bituminoase. Tufurile însoțite de marne tufacee cu Globigerine, precum și șisturile calcaroase foioase, sînt atribuite atît pe bază de microfaună cît și pe bază de macrofaună, Tortonianului.

În marnele cu Globigerine și tufurile de la Plavățu, O. BOLGIU (27) a determinat următoarele fosile:

Modiolus hoernesii
Modiolus conditus
Terebratula sp.
Saxicava sp.
Chamostrea sp.
Xylophaga aff. *dorsalis*
Dinți de Selacieni.

Formele de *Modiolus* fiind citate numai din Calcarele de Leitha, O. BOLGIU crede că poate atribui Tortonianului inferior aceste depozite.



Pentru încheiere menționăm că în regiunea Pucioasa, într-un orizont de nisipuri și pietrișuri, considerate altă dată ca burdigaliene, I. MOTAȘ (100) a determinat o macrofaună pe baza căreia atribuie Tortonianului inferior, orizontul respectiv.

În cazul când dovezi paleontologice suficiente vor justifica schimbarea de vîrstă a depozitelor considerate pînă acum ca burdigaliene și helvețiene, Stratele de Tețcani și Stratele de Cîmpeni, amintite mai sus, vor trebui considerate tot tortoniene. Ciclul de sedimentare următor celui paleogen, ar fi început în acest caz în Tortonian, după o întrerupere care ar fi durat tot timpul Burdigalianului și Helvețianului.

Pînă la rezolvarea definitivă a acestei probleme, noi am adoptat în lucrarea prezentă, punctul de vedere deja utilizat în literatura geologică romînească cu privire la Stratigrafia Miocenului.

CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA FACIESURILOR PALEOGENULUI. ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI

1. CONSIDERAȚIUNI GENERALE

Într-o serie de lucrări recente, în parte tipărite (10, 11), în parte numai comunicate (12, 14) sau rămase în manuscris (13) I. ATANASIU a reușit să prezinte o imagine logică și clară, a condițiilor în care au fost sedimentate depozitele Flișului paleogen.

Iată pe scurt cîteva din principalele sale puncte de vedere:

Depozitele Flișului paleogen sînt sinorogene (14).

Procesul de sedimentare sinorogenă se efectuează după o serie de legi și anume: legea diapirismului, legea asimetriei, legea migrației zonelor de sedimentare, legea cordilierelor.

Factorul principal care intervine în sedimentarea sinorogenă, este mișcarea tangențială. Această mișcare afectează un bloc intern rigid și-l face să înainteze spre un ținut din față « inert din punct de vedere al mișcării tangențiale ». Înaintarea blocului intern rezultă dintr-o serie de cute în aria de orogeneză, dintre care unele ajung la suprafața apelor și cad sub acțiunea de distrugere a valurilor, contribuind astfel cu materialul lor, la formarea sedimentelor sinorogenice. Cutele respective — cordilierele (marine sau externă) — se accentuează progresiv și distrugerea lor din ce în ce mai intensă, rezultă în sedimente din ce în ce mai grosiere — conglomerate — punîndu-le astfel în fața unui ciclu de sedimentare invers față de cel normal (14).

« Cutarea unei zone de orogeneză, deși are un sens major determinat, nu se împlinește continuu, ci ritmic. Ritmul este evident atît în fazele mai mari în care poate fi descompusă orogeneza, cît și în svîcnirile continuu care produc variația extremă în constituția sedimentelor în facies de Fliș » (14).



Amintim că în lucrarea sa « Dépôts marins actuels et séries géologiques » J. TERCIER separă următoarele tipuri de sedimentare: paralică, epicon-tinentală şi oceanogenă.

Plecînd de la principiile stabilite de I. ATANASIU şi ţinînd seamă de tipurile de sedimentare menţionate mai sus, vom încerca să facem cîteva considera-ţiuni asupra condiţiilor în care au fost sedimentate depozitele Flişului paleogen din regiunea cercetată dintre Putna şi Buzău.

a) *Eocenul*. Din cele expuse în capitolele precedente, a reieşit faptul că depozitele paleogene studiate, arată în componenţa lor material de origine diferită: o origine internă, carpatică şi o origine externă, Vorland sau cordiliere.

Faciesul intern al Pînzei mediane, cu Gresia masivă de Tarcău, trădează originea carpatică a materialului din componenţa sa. Gresia de Tarcău reprezintă un depozit cu caracter de molasă şi se încadrează perfect în tipul de sedimentare paralică. Este curios faptul că Gresia de Tarcău are dezvoltarea cea mai mare în zona de curbură a Carpaţilor, adică acolo unde Cristalinul se scufundă şi, aşa cum a observat şi prof. G. MURGEANU), este greu de imaginat în această zonă de scufundare a Cristalinului, un bloc intern ridicat şi împins spre ţinutul din faţă.

Materialul din Gresia de Tarcău însă nu trebuie pus neapărat direct pe seama Cristalinului, ci — aşa cum a explicat I. ATANASIU şi cum reiese din studiul microscopic al lui M. FILIPESCU (49, pag. 110) — el a putut fi remaniat pentru a doua oară din depozitele Cretacicului intern.

Blocul ridicat din spate ar putea fi mai intern decît linia de scufundare a Cristalinului şi această presupunere pare verosimilă, dacă încercăm să desfăşurăm toate cutele-solzi ale pînzei, pentru a le aduce la poziţia lor iniţială.

Orice explicaţie am încerca să dăm însă, următoarele constatări sînt clare: în primul rînd, Gresia de Tarcău este un depozit neritic şi reprezintă un facies de ţărm; în al doilea rînd, ea are o grosime care în regiunea noastră atinge 1400 m, iar în V. Cătiaşului, 1800 m (127). O asemenea grosime în zona neritico-litorală, nu se poate explica decît admiţînd o subsidenţă continuă a acestei zone, ceea ce a permis acumularea considerabilă a materialului terigen.

Spre marginea externă a Pînzei mediane şi mai ales în Unitatea inferioară din V. Putnei, elementele grosiere de origine carpatică din constituţia Eocenului, dispar. Locul lor este luat treptat de material provenit fie din cordilierele marine, fie din cordiliera externă (14) sau cordiliera pericarpatică (55).

Prezenţa materialului de origine extra-carpatică este mai frecventă încă în aria de răspîndire a Unităţii inferioare din Putna, unde conglomeratele verzi

¹⁾ Discuţiuni la comunicarea I. ATANASIU (21.XII, 1947).



apar atât răspândite neregulat în masa altor depozite, cât și ca intercalațiuni sau orizonturi de sine stătătoare.

Modul de prezentare a depozitelor Eocenului de la marginea externă a Pânzei mediane și mai ales din unitatea inferioară, amintește în oarecare măsură tipul de sedimentare geosinclinală. Faciesul de Fliș, menționat la capitoul asupra stratigrafiei, constituie un indiciu pentru acest tip de sedimentare, în care faciesurile neritice se întrepătrund cu faciesuri mai profunde, fără să fie posibilă o separație de faciesuri bathiale și abisale.

În Eocenul superior, tipul de sedimentație paralică pare că se generalizează. Stratele de Plopu ca și Stratele de Biserăni conțin o microfaună de Foraminifere aglutinante, forme care trăiesc fixate și care indică adâncimi ce nu pot depăși 200 m. Alternanța de marno-argile și gresii cu hieroglife se menține constantă pe verticală în Stratele de Plopu, ca și în Eocenul de Colți. Grosimea depozitelor și lipsa sedimentelor organice, s-ar explica printr-o intensă aluvionare, care prin marea cantitate de material în suspensie, ar fi împiedicat dezvoltarea vieții în acest facies (122) ¹⁾.

În Stratele de Biserăni, prezența câtorva forme de Lamellibranchiate, citate de POPESCU-VOITEȘTI (136), arată condițiuni ceva mai favorabile dezvoltării vieții.

b) *Oligocenul*. Condițiile pentru realizarea tipului de sedimentație paralică se mențin în Oligocen, în cuprinsul Pânzei mediane și în Subunitatea internă din Putna.

În zonele interne ale Pânzei mediane, materialul de origine carpatică a continuat să fie remaniat, dând naștere Gresiei de Fusaru, un depozit tot cu caracter de molasă ca și Gresia de Tarcău eocenă.

Întocmai ca și Gresia de Tarcău, Gresia de Fusaru dispare treptat spre mijlocul bazinului de sedimentare, fiind înlocuită de șisturi disodilice, de Strate de Podu Morii *str. s.* și de Gresie de Kliwa.

La rîndul ei și această gresie este înlocuită treptat spre exterior de conglomerate verzi din ce în ce mai numeroase.

Materialul din Gresia de Kliwa și în special din conglomeratele verzi, este considerat ca provenind din cordiliere născute în cuprinsul ariei de sedimentare sau din cordiliera externă (cordiliera pericarpatică), ca rezultat al mișcării tangențiale.

Existența acestor cordiliere, trădată prin materialul străin celui din Carpați, arată că și în Oligocen tipul de sedimentație geosinclinală a fost realizat în zonele externe ale bazinului de sedimentare. Frecvența conglomeratelor verzi este o indicație în sprijinul acestui punct de vedere.

¹⁾ Acest punct de vedere aparținând lui M. PAUCĂ, este valabil în măsura în care se referă la formele calcaroase; organismele cu scheletul silicios, s-au dezvoltat normal.

Notă caracteristică a Oligocenului o dau însă şisturile disodilice bituminoase.

Condiţiile de sedimentare a şisturilor disodilice bituminoase, au fost foarte mult discutate în literatură.

Prezenţa Diatomeelor, semnalată de M. FILIPESCU, în gaise-diatomite (43—49) a fost interpretată de D. PREDA (139), prin comparaţie cu Formaţiunea de Monterey, ca un indiciu că depozitele cu Diatomee s-au format « în regiuni de platforme continentale puţin adânci, sub o climă destul de scoborîtă, 13°—17° ».

În opoziţie cu această părere, M. PAUCĂ (119), bazat pe existenţa Peştilor fosili din şisturile menilitice, asemănători cu cei care trăiesc astăzi în mările tropicale şi subtropicale, ajunge la concluzia că « marea oligocenă din Carpaţi era o mare subtropicală ». Majoritatea acestor Peşti sînt forme nectonice, de unde concluzia că Marea oligocenă « avea un fund mort » la fel cu cel al Mării Negre actuale începînd de la o adîncime oarecare ».

Într-o astfel de mare cu plancton şi necton dezvoltat şi cu fundul neoxigenat, condiţiunile descrise de prof. G. MACOVEI (82) ca propice pentru formarea zăcămintelor de petrol, ar fi fost realizate.

Majoritatea seriilor cu orizonturi petrolifere sînt legate de depozite de platformă cu sedimentaţie aluvională, reprezentînd adesea depozite marine de tipul platformelor paralice în alternanţă cu depozite continentale.

Marea oligocenă, în care au fost sedimentate şisturile bituminoase, întrunea foarte probabil condiţiile unei mări închise, indicată de prof. G. MACOVEI (82, pag. 62), ca propice pentru formarea petrolului. Adîncimea acestei mări este greu de apreciat; ţinînd însă seamă, pe de o parte, de existenţa Diatomeelor şi pe de altă parte, de prezenţa cîtorva forme de aglutinante în şisturile disodilice şi Stratele de Pucioasa (156) şi a cîtorva forme de Peşti bentonici (119, 120), este probabil că această adîncime nu era prea mare. După M. FILIPESCU, spiculii de Tetractinelide arată o adîncime de 90—100 m.

Aşa cum crede şi I. ATANASIU (12), admitem că şisturile disodilice cu menilitizări corespund unui regim de lagune, cu sedimentaţia liniştită, cu viaţă planctonică şi cu fundul neoxigenat.

Apariţia Gresiei de Kliwa şi a elementelor de conglomerate verzi coincide probabil cu dezvoltarea maximă a cordilierelor şi cu apariţia de curenţi marini, care au avut un rol important în transportul şi sortarea materialului provenit din aceste cordiliere. În mod logic, trebuie admis că în acelaşi timp au avut loc şi manifestaţiuni vulcanice la exteriorul Carpaţilor (49), al căror material a procurat silica necesară organismelor cu scheletul silicios (Diatomee, Radiolari şi Spongieri).

Dar dezvoltarea maximă a cordilierelor mergea paralel cu scufundarea zonelor cuprinse între ele şi această scufundare, explică grosimea mare a depozitelor oligocene.



Definind Flișul ca formațiune sinorogenă (14), afirmațiunea că șisturile menilitice și disodilice ca și Gresia de Kliwa n-ar mai trebui considerate ca aparținând Flișului (119), nu se mai poate susține. Șisturile disodilice, legate de regimul lagunar, sînt în adevăr accidente în procesul de sedimentare al Flișului așa cum se definea pînă acum, însă reprezintă sedimente sinorogene și prin urmare nu trebuie excluse din noțiunea de Fliș.

2. ECHIVALENȚI STRATIGRAFICI. (RELAȚIUNI ÎNTRE FACIESURILE PALEOGENULUI)

În fig. 9 am reprezentat grafic punctele noastre de vedere în legătură cu raporturile dintre diferitele faciesuri ale Eocenului și Oligocenului din regiunea cercetată.

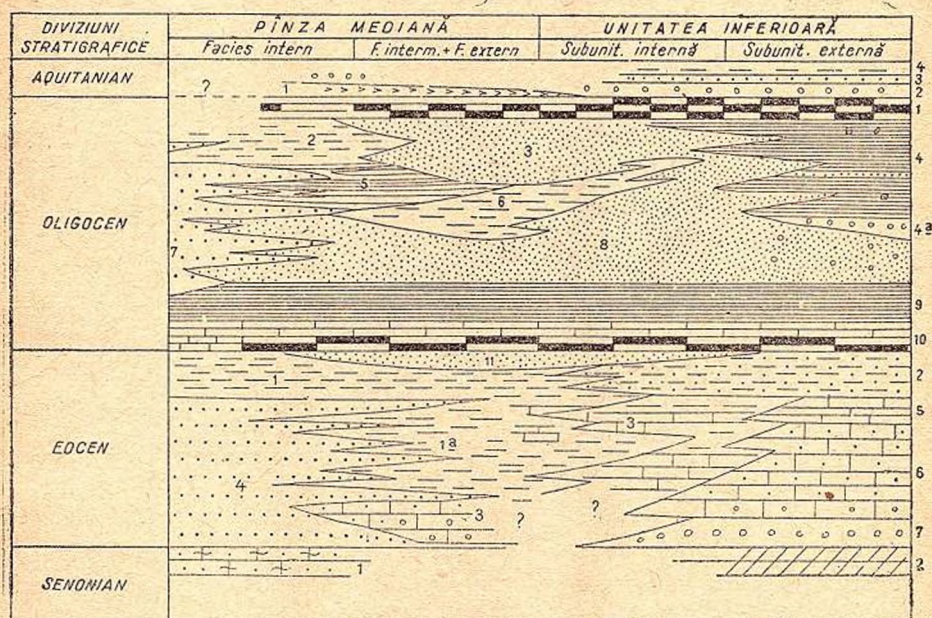


Fig. 9. — Schema variațiilor de facies în Paleogenul dintre Putna și Buzău.

Aquitanian: 1, gipsuri; 2, conglomerate; 3, gresii; 4, marne. Oligocen: 1, menilitice superioare; 2, Strate de Vinețușu; 3, Gresie de Kliwa sup.; 4, șisturi disodilice cu rare și subțiri intercalații de Gresie de Kliwa și cu conglomerate verzi răspândite neregulat în masa lor; 4a, conglomerate verzi; 5, Strate de Pucioasa cu intercalații de Gresie de Kliwa; 6, Strate de Podu Morii str. s; 7, Gresie de Fusaru; 8, Gresie de Kliwa inf.; 9, șisturi disodilice; 10, marne bituminoase și menilitice inf.; 11, Gresie de Lucăcești; Eocen: 1, Strate de Plopu; 1a, Eocen de Colți; 2, Strate de Biserăcani; 3, calcare grezoase, conglomeratice, cu Nummuliti; 4, Gresie de Tarcău; 5, Strate de Bucieș; 6, Strate de Cașin; 7, Conglomerate de Piatra Streiului; Senonian: 1, Strate cu Inocerami (Strate de Hangu); 2, Strate de Tisaru str. s.

Plecînd de la orizontul constant întîlnit al marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare (sau de la Orizontul Gresiei de Lucăcești cînd acesta există), am considerat că depozitele cuprinse între acest orizont-reper și Stratele cu

Inocerami aparțin Eocenului, iar cele de deasupra, cuprinse între orizontul-reper și primele gipsuri, aparțin Oligocenului.

a) *Eocenul*. În cuprinsul Pânzei mediane faciesul cel mai intern arată un orizont masiv de Gresie de Tarcău, acoperit de Orizontul Stratelor de Plopu.

Gresia de Tarcău se destramă treptat spre E, așa fel că în zonele cele mai externe ale pânzei nu o mai întâlnim.

Profilele descrise pe Plaiul Seciul Lăcătușului, pe Plaiul Mortatului și la Colți, arată evident această reducere în grosime a Gresiei de Tarcău, până la dispariție. Locul Gresiei de Tarcău este luat de depozitele argilo-grezoase și de calcare grezoase cu conglomerate verzi și cu Nummuliți. Aceste calcare cu elemente verzi apar mai întâi în baza Eocenului (profilul din Seciul Lăcătușului), pentru ca la marginea pânzei (Vintileasca), să fie dezvoltate și în orizonturile mai superioare.

În profilul dela Colți și în celelalte profile mai externe, baza Eocenului nefiind deschisă, nu cunoaștem care este echivalentul Gresiei de Tarcău. Ținând seamă însă că la Seciul Lăcătușului există un orizont de calcare și conglomerate cu Nummuliți, iar în Subunitatea externă din Putna, baza Eocenului este reprezentată prin conglomerate care trec tot la calcare, este de bănuț că și în regiunea Colți și deci pe prelungirea sa sud-vestică, orizontul calcaros se menține.

Este cazul să reamintim aici că variațiuni de facies au loc în Eocenul Pânzei mediane și în lungul structurilor. Pachetele de Gresie de Tarcău, intercalate în profilul de la Seciul Lăcătușului, apar mai puține ca număr și mai subțiri în lungul aceiași cute-solzi, în P. Varlamului. La fel se întâmplă cu intercalațiile de Tarcău, de cca 20 m, menționate pe Plaiul Mortatului, care, în lungul aceiași solz, ajung în V. Buzăului numai sub forma unor intercalații de sub 1 m grosime și abia mai amintesc Gresia de Tarcău.

Faciesul calcaros al Eocenului Pânzei mediane, fiind pe de o parte restrâns în regiunea Seciul Lăcătușului numai la orizontul de bază și pe de altă parte, în regiunea Lopătari dispărînd tectonic sub Digația Lacul Mocearu, se înțelege pentru ce începînd dela Buzău spre W, în Eocenul unității cunoscute sub numele de Pintenul de Văleni, nu mai apare decît tipul de Eocen de Colți descris mai sus.

Variațiunile longitudinale de facies, citate mai sus, demonstrează în oarecare măsură, valoarea relativă a criteriului « facies » — atunci cînd ne bazăm numai pe acest criteriu — în separarea de unități tectonice.

Din acest punct de vedere, împărtășim opinia exprimată de MIRCEA ILIE (observațiuni la comunicările GRIGORAȘ—POPESCU, 1940), că nu ne putem baza, fără riscul de a greși, uneori, numai pe criteriul facies, pentru separarea de unități tectonice. Poziția structurală a diferitelor unități, determinarea frunții și zonei



lor de rădăcină, a eventualelor ferestre tectonice, sînt — pe lângă criteriul facies — elemente necesare pentru justificarea completă a separării de unități tectonice.

Dacă în bazinul Tazlăului, I. ATANASIU a găsit elemente de sprijin în plus, în afară de criteriul facies, în cuprinsul Pînzei mediane de la S de Năruja—Zăbala, variațiunile de facies sînt gradate și stilul tectonic așa de uniform, încît o separare de unități tectonice diferite, nu ar putea fi suficient susținută.

În unitatea inferioară din V. Putnei, elementul grezos de origine carpatică lipsește complet. Echivalentul stratigrafic al Gresiei de Tarcău este reprezentat în această unitate prin orizontul inferior descris în faciesul calcaros al Sub-unității interne și prin orizonturile inferioare (Conglomerate de Piatra Streiului, Strate de Cașin, Strate de Bucieș) ale Eocenului în Facies de Cașin din Subunitatea externă.

Lipsa unei cartări complete dintre Putna și Năruja, ne îngreunează considerațiunile asupra legăturii dintre Faciesul de Cașin și Faciesul extern al Pînzei mediane.

Am arătat într-un capitol precedent că la baza Eocenului în Facies de Fliș (Greșu) apar ceva calcare care amintesc Stratele de Cașin. Cum aceste calcare par a fi mai dezvoltate spre S, în Plaiul Noveselor (42), este posibil ca Faciesul de Fliș să reprezinte tocmai zona în care Faciesul extern de Cașin se întrepătrunde cu faciesul de calcare conglomeratice cu Nummuliți, marno-argile și gresii cu hieroglife, din porțiunea externă a Pînzei mediane.

Orizontul superior al Stratelor de Popu se menține constant în tot cuprinsul Pînzei mediane, cu observația că în zonele sale externe și în special în regiunea V. Buzăului, separarea Stratelor de Popu de restul depozitelor eocene, este foarte dificil de făcut.

Echivalentul stratigrafic al Stratelor de Popu din cuprinsul Pînzei mediane, este reprezentat prin Stratele de Bisericiani din Subunitatea externă din Putna.

În Subunitatea internă, am văzut că apare un amestec de Strate de Popu cu Strate de Bisericiani, ceea ce înseamnă că sîntem tocmai în zona de întrepătrundere a celor două faciesuri extreme ale Eocenului superior.

b) *Oligocenul*. Ca și în Eocen, în Oligocen variațiunile de facies pe orizontală, în special cele transversale, sînt remarcabile.

Gresia de Lucăcești este prezentă în mod constant în jumătatea externă a Pînzei mediane și în cuprinsul Subunității interne din Putna. La W de Buzău, ea dispare prin nedepunere și echivalentul său stratigrafic pare să fie reprezentat prin partea cea mai superioară a complexului de marno-argile și gresii cu hieroglife.

Pe tot cuprinsul zonei paleogene dintre Putna și Buzău, apare în mod constant, însă, Orizontul de marne bituminoase și menilite inferioare. Singurul

profil în care menilitele nu au fost observate, este cel dela gura P. Teherăul; marnele bituminoase cu resturi de Pești sînt, însă, prezente și în acest profil, așa că paralelizarea lor cu Orizontul de marne bituminoase și menilite inferioare din restul zonei paleogene, este justificată.

Tot atît de constant este orizontul imediat următor, al șisturilor disodilice. Lăsînd la o parte variațiunile de grosime, am semnalat într-un capitol precedent că acest orizont capătă treptat caractere de Strate de Pucioasa atît spre zonele interne cît și spre porțiunea sudică din V. Buzăului, a Pînzei mediane.

În Unitatea inferioară din Putna, în special în Subunitatea externă, sînt frecvente elemente de Șisturi verzi, răspîndite neregulat în masa Orizontului de șisturi disodilice.

Deasupra Orizontului de șisturi disodilice, seria oligocenă este constituită în general din depozite grezoase.

Gresia de Fusaru cu material de origine carpatică apare în zonele interne ale Pînzei mediane, și, în general, aproape corespunde cu aria de răspîndire a Eocenului de Tarcău. Echivalentul său stratigrafic mai extern, este Orizontul inferior al Gresiei de Kliwa și foarte probabil, Orizontul Stratelor de Podu Morii *str. s.* La rîndul lor, aceste două orizonturi se subțiază treptat spre marginea externă a pînzei, iar în unitatea inferioară sînt invadate de elemente conglomeratice verzi. Stratele de Podu Morii *str. s.* se reduc în grosime și abia se mai pot recunoaște în Oligocenul subunității interne; în subunitatea externă ele sînt înlocuite prin șisturi disodilice.

Gresia de Kliwa inferioară, cu elemente conglomeratice în Subunitatea internă, în cea externă este invadată masiv de conglomerate (apare chiar și un orizont de conglomerate) și, redusă în grosime, este înlocuită de asemenea prin șisturi disodilice cu numeroase elemente verzi, răspîndite neregulat în masa lor.

Orizontul cu Gresie de Fusaru este acoperit de Stratele de Vinețușu. Mai puțin caracteristice în zonele interne ale pînzei, Stratele de Vinețușu sînt tipic dezvoltate în regiunea Vinețușu. Spre exterior, ele par să aibă ca echivalent Orizontul superior al Gresiei de Kliwa. Acest orizont, bine dezvoltat în zonele externe ale pînzei, apare numai sub forma unui pachet de 5—6 m de Gresie de Kliwa în Subunitatea internă, iar în Subunitatea externă, este înlocuit tot prin șisturi disodilice cu conglomerate verzi.

Seria oligocenă este încheiată de Orizontul menilitelor superioare, foarte bine dezvoltate în zonele externe ale pînzei și în Unitatea inferioară.

În profilele complete de Oligocen, acest orizont este tot așa de constant în cuprinsul regiunii cercetate, ca și Orizontul marnelor bituminoase și al menilitelor inferioare.

Pachetul de Gresie de Kliwa și disodile, menționat deasupra menilitelor superioare din profilele externe ale Pînzei mediane, în Unitatea inferioară din Putna, lipsește.



TECTONICA

În zona Flișului paleogen dintre Putna și Zăbala am separat două mari unități tectonice și anume:

O unitate superioară în pînă, corespunzînd Pînzei mediane, definită astfel de M. FILIPESCU (51, 52) și denumită de noi tot « Pînza mediană » și

O unitate inferioară, corespunzînd digitației superioare a Pînzei marginale, definită astfel de către G. MURGEANU și M. FILIPESCU (102).

În unitatea inferioară condițiile tectonice nu sînt suficient cunoscute — între V. Putnei și V. Năruja observațiunile noastre nu sînt complete și continui — și pentru acest motiv, interpretarea tectonică dată în această lucrare trebuie luată cu multe rezerve.

Considerînd, totuși, datele pe care le posedăm din observațiuni proprii și ținînd seamă și de datele prezentate de I. DUMITRESCU (42), se poate bănuî că în cuprinsul unității inferioare dintre Putna și Zăbala, sîntem confrunțați cu 2 subunități tectonice, dintre care cea internă pare să aibă caracter de pînă.

Din datele actuale nu se poate afirma dacă și subunitatea externă are sau nu caracter de pînă.

A) PÎNZA MEDIANĂ

Denumirea de « Pînă mediană » a fost întrebuițată prima dată de către M. FILIPESCU (49, 51, 52), pentru o unitate tectonică situată la mijloc, între Pînza cretacică internă și Pînza paleogenă marginală.

La W de Buzău, ea cuprinde unitățile separate sub numele de Zona de solzi, Pintenul de Homorîciu și Pintenul de Văleni.

G. MACOVEI și D. PREDA au adoptat această denumire pentru zona Flișului din bazinul Troțușului, întrebuițînd în același timp și denumirea de « Pînza Gresiei de Tarcău » (81).

Ceva mai tîrziu, I. ATANASIU (11), plecînd de la considerente de facies, a arătat că între Pînza Gresiei de Tarcău și Pînza marginală, se interpune o unitate intermediară pe care o denuște « Pînza de Tazlău » și pe care o figurează și în regiunea Slănic-Dofteana. Cu alte cuvinte, în cuprinsul Pînzei mediane în sensul definiției dată de M. FILIPESCU, se pot separa în unele regiuni din Carpații orientali, pe criterii de facies, două pînze independente: Pînza Gresiei de Tarcău și Pînza intermediară de Tazlău.

Din cele expuse la stratigrafie, reiese că între Zăbala și Buzău, Eocenul prezintă în anumite zone caractere care amintesc Eocenul Pînzei de Tazlău. Am arătat, însă, că trecerile între diferitele faciesuri sînt gradate, iar aranjamentul tectonic al diferitelor cute-solzi este așa de uniform, încît ne-au determinat să considerăm zona de Fliș paleogen în pînă, ca unitară.



În raport cu unitatea inferioară din Putna (deci cu ceea ce s-a considerat ca Pînză marginală, 102), şi cu Pînza cretacică internă, unitatea noastră în pînză are o poziţie mediană şi pentru acest motiv, am păstrat denumirea de « Pînză mediană » introdusă de M. FILIPESCU.

Interpretarea în pînză a unităţii de la S de Zăbala, se bazează pe următoarele considerente:

1. Diferenţa de facies între Paleogenul acestei unităţi, în comparaţie cu Paleogenul unităţii inferioare din Putna. Aceste diferenţe au fost descrise în capitolul asupra stratigrafiei.

Prelungind spre S aria de răspîndire a Paleogenului din Putna cu caracter marginal, constatăm că la S de Năruja şi Zăbala, întîlnim pe această prelungire un Paleogen cu un facies mai intern, a cărui poziţie aci, nu se poate explica decît pe cale tectonică.

2. Poziţia geometrică a acelor 2 unităţi structurale, în V. Zăbalei şi Năruja. Unitatea inferioară din bazinul Putnei şi anume subunitatea internă, se scufundă periclinal sub unitatea superioară, după linia P. Căbălaşu—Curmătura Pietrosu—P. Bălosu. Senonianul din baza Pînzei mediane încalecă peste unitatea inferioară de-a lungul acestei linii, a cărei configuraţie demonstrează de la sine caracterul tectonic de pînză. Klippa de Oligocen de la Niculele şi conturul unităţii de Paleogen la Vintileasca, sînt în acest sens edificatoare.

3. Izvoare de NaCl şi masive de sare în cuprinsul zonei de Fliş paleogen.

Pe harta geologică anexată sînt figurate o serie de izvoare sărate şi brece cu masive de sare, de-a lungul liniei de încălecare menţionată mai sus. O altă serie de izvoare sărate sînt figurate pe hartă fie la contactul dintre Eocen şi Oligocen, fie în Oligocen, în plină zonă de Gresie de Kliwa.

Ținînd seamă şi de poziţia masivului de sare de la Pichetul Milii, probabil pe o falie transversală la contactul dintre Eocen şi Oligocen, am considerat că toate aceste manifestaţiuni saline ţin de un Salifer al Autohtonului, prins sub unitatea în pînză.

4. Stilul general de forfecare tectonică în solzi, a fost considerat deasemenea caracteristic pentru unitatea de pînză. În adevăr, comparînd structurile liniştite din unitatea inferioară din V. Oituzului (Anticlinalele Hîrja, Herăstrău), şi chiar subunitatea externă din Putna—Caşin, cu structurile din bazinul Tazlăului de ex., constatăm că unităţile în pînză, departe de a fi tot aşa de liniştite, sînt din contra caracterizate printr-o structură violentă, care a dat naştere la numeroşi solzi îngrămădiţi şi încălecaţi unul peste altul. Această solzare este foarte frecvent întîlnită în zona Flişului paleogen de la S de Năruja—Zăbala şi a fost considerată, prin comparaţie, ca un criteriu, în plus, pentru interpretarea în pînză a zonei respective.

Am afirmat mai sus că în regiunea cercetată de noi, Pînza mediană a fost considerată unitară.



Problema separării unor pînze echivalente cu cele separate de I. ATANASIU în bazinul Tazlăului, ne-a preocupat foarte mult, însă argumente suficiente de convingătoare pentru asemenea separări nu am găsit.

Eocenul, adică formațiunea care caracterizează prin faciesul său diferitele pînze, separate de I. ATANASIU, prezintă în adevăr și în regiunea de la S de Zăbala o serie de faciesuri dintre care, după cum am văzut, cel descris pe profilul Seciul Lăcătușului — Poiana Țigăncii, amintește în bună măsură faciesul Eocenului din Pinza de Tazlău. Mai mult decît atît, linia de separație dintre faciesul intern cu Gresie de Tarcău masivă și faciesul intermediar de pe Plaiul Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncii, este marcată prin apariția fîșiei de Senonian de la S de Neharna Mică. S-ar părea, deci, că această linie de apariție a Senonianului coincide și cu o linie tectonică mai importantă, care ar putea fi luată în considerare ca linie de contact între o unitate internă, corespunzătoare Pinzei de Tarcău și o unitate externă, corespunzătoare Pinzei de Tazlău.

Din cele expuse la capitolul asupra stratigrafiei, am văzut că în cuprinsul unității în pînză, există încă cel puțin 2 tipuri de dezvoltare ale Eocenului, mai externe decît cel din Seciul Lăcătușului — Poiana Țigăncii. Bazați numai pe considerentul facies, ar trebui prin urmare ca în interiorul zonei de Paleogen de la S de Zăbala, să mai separăm încă 2 unități tectonice, mai externe decît cea echivalentă Pinzei de Tazlău din Seciul Lăcătușului—Poiana Țigăncii.

Dacă mai ținem seama că și în cuprinsul unității inferioare am separat 2 subunități, ar însemna că pe bază de facies, am putea separa în zona de Paleogen cercetată, un număr de 6 unități, dintre care 4 ar aparține Pinzei mediane și 2, unității inferioare.

Am socotit că datele pe care le posedăm nu justifică suficient separarea atîtor unități în pînză și considerînd că între diferitele faciesuri trecerile sînt gradate, am interpretat toată zona de Fliș paleogen cercetată la S de Năruja—Zăbala, ca aparținînd unei pînze unitare, denumită Pinza mediană. Această pînză unitară este desigur afectată de accidente tectonice care au dus la formarea unei serii de solzi, uneori de amploare mai mare, generînd pe alocuri — ca în V. Tazlăului — chiar pînze de oarecare amplitudine.

În concepția noastră prin urmare, Pinza mediană din regiunea Zăbala — ca și Pinza mediană din Bazinul Troțușului — este o pînză unitară, în care faciesul grezos intern de Tarcău se destramă treptat spre exterior, fiind înlocuit de faciesul calcaros și în cuprinsul căreia, diferitele unități, separate pe bază de facies, reprezintă unități tectonice secundare.

Pe de o parte, faptul constatat că chiar în interiorul aceluiași solz, Gresia de Tarcău se destramă pierzîndu-și din importanță spre S (exemplu: profilul Seciul Lăcătușului în comparație cu profilul Varlamului) și pe de altă parte, lipsa oricărui rest din Pinza de Tazlău pe sub klippele Pinzei Gresiei de Tarcău, între Oituz și Putna (42), justifică susținerea punctului nostru de vedere.



În secțiunea transversală figurată pe pl. 3, am interpretat Pînza mediană din regiunea Zăbala ca fiind constituită din două pînze, dintre care, cea externă corespunde în parte cu Pînza de Tazlău a lui I. ATANASIU. Problema se poate pune și în acest fel și rămîne ca cercetările viitoare, ce se vor executa pe mari întinderi și cu mai multe detalii, să aducă mai multă lumină în soluționarea ei.

Apariția fișiei de Senonian din Neharna Mică, mărește desigur valoarea liniei în lungul căreia apare Senonianul dar, se pare, că această linie coincide numai întâmplător cu linia de demarcație dintre cele două faciesuri ale Eocenului, deoarece mai la sud, pe o linie mai internă, dar tot atît de importantă, apare Aquitanianul din baza Cuvetei de Draja, separînd și acolo două cutesolzi, al căror Eocen aparține faciesului intern cu Gresie de Tarcău.

Fruntea Pînzei mediane este ușor de urmărit și bine vizibilă, de la fundul Văii Zăbala pînă aproape în V. Slănicului-Buzău.

Între izvoarele Zăbalei și P. Ruptura Monteorului, ea este alcătuită din Senonian, care încalecă peste Miocen, uneori cu brechie și masive de sare. Din P. Ruptura Monteorului spre S, marginea pînzei este constituită din Eocen pînă în R. Sărat, iar de aci pînă la Șelăriile, din Oligocen. La S de Șelăriile, Oligocenul din fruntea pînzei este acoperit de Miocenul din Sinclinalul Plavăț. Mai departe spre S, marginea Pînzei mediane nu mai coincide cu limita externă a zonei de Oligocen, ci trece probabil de-a lungul zonei de apariție a brechiei cu masive de sare de la Bîsceni—Săreni, iar de aici spre S, urmărirea ei este mult mai dificilă. Este foarte probabil că ea coincide cu o dislocație care trece prin mijlocul zonei de Miocen, pe o linie care ar uni Bîscenii, Scorușeștii și P. Murătoarea Trestiei.

Despre o zonă de rădăcină a Pînzei mediane în regiunea cartată de noi, nu se poate vorbi. Pînza mediană, așa cum a fost definită de M. FILIPESCU, cuprinde și zona de solzi care se găsește situată mai intern decît ultimele noastre observațiuni de la Băile Siriului.

Între Văile Slănic și Buzău, în regiunea Plaiul Nucului—Malul Alb, am separat în cuprinsul Pînzei mediane o digitație, pe care am denumit-o « Digitația Lacul Mocearu ».

Marginea sa externă trece prin zona de Miocen dela Budești, continuîndu-se spre SW prin Brăești—Camburu și dispărînd la W de R. Buzău sub depozite sarmațiene. Fruntea digitației taie oblic o serie de solzi anticlinali, care se scufundă periclinal spre SW, în regiunile Fișici, Muscelul Cărmănescu și Malul Alb.

În constituția Digitației Lacul Mocearu, intră Eocenul, Oligocenul și Miocenul.

Atît cît este deschis, Eocenul este de tipul Eocenului de Colți, iar Oligocenul prezintă în regiunile de scufundare periclinală toate orizonturile descrise în profilul din Gîrla Fișicilor.



Limita externă de dispariție a Oligocenului Digației Lacul Mocearu, este aparent neafectată de vreun accident tectonic important între Lopătari și Malul Alb. În mare, Oligocenul arată în lungul acestei linii, Orizontul de menilite superioare, în mod continuu.

Studiind mai de aproape această linie, se constată că la Muscelul Cărmănescu de exemplu, Orizontul menilitelor superioare este afectat de o mică falie oblică, a cărei deplasare pe verticală crește repede spre NE, așa fel că pînă în P. Fișicilor, este ridicat la suprafață tot Oligocenul, precum și o parte din Eocen. Asemenea falii mai există încă în cuprinsul Digației Lacul Mocearu și prezența lor dă nota generală a stilului tectonic din această digitație, separînd solzii cu scufundare periclinală amintiți mai sus.

Cel mai extern solz este delimitat de o falie, a cărei deplasare pe verticală este 0 m la Fișici și cca 1300 m în P. Sărățelului (în fereastra de la N de Budești), ceea ce la distanța de 6 km dintre aceste puncte, înseamnă o ridicare spre NE de cca 12°. Comparînd deplasarea pe verticală în diferite puncte pentru celelalte falii, se poate aprecia o ridicare spre NE de cca 17° pentru periclinalul Muscelul Cărmănescu, de cca 9° pentru periclinalul Malul Alb și de cca 10° pentru cel de la V. Lupului.

Scufundările periclinale descrise, pot fi considerate ca indicațiuni în sprijinul ideii că solzii respectivi au fost originar anticlinale normale, al căror flanc vestic, a fost tăiat apoi de accidente tectonice ulterioare.

Resturi ale acestor flancuri vestice se mai văd încă, de exemplu, în solzul Muscelul Cărmănescu, în pîraiele Nucul și Pîrscovelul și în regiunea Goidești, unde flancul vestic al anticlinalului este destul de bine păstrat. În solzul următor mai intern (Malul Alb), caracterul anticlinal este încă prezentat în P. Alunișul și afluentul său P. Varniței și este clar indicat printr-o boltă la nivelul Gresiei de Lucăcești (fig. 10). Este interesant de remarcat că acest anticlinal prezintă flancul vestic laminat la S de regiunea Lopătari, în timp ce începînd de la Lopătari spre N, flancul vestic este dezvoltat normal, iar cel estic este redus și răsturnat (Anticlinalul Smoleanu).

La NW de periclinul V. Lupului, părăsim Digația Lacul Mocearu și intrăm într-o zonă în care întîlnim o serie de solzi alcătuiți din Eocen și Oligocen, încălecați de la E spre W.

Nu vom insista asupra descrierii fiecărui solz în parte.

Vom reaminti doar faptul că apariția pachetelor de Gresie de Lucăcești, marne bituminoase și menilite inferioare pe zonele de separație între solzi (de ex. P. Cășăriei), sînt argumente hotărîtoare pentru noi în sprijinul interpretării tectonice în solzi, pe care am dat-o Pinzei mediane în regiunea Văii Buzăului.

Stilul general de solzi încălecați de la exterior spre interior, se menține în V. Buzăului pe tot cuprinsul Pinzei mediane, cel puțin pînă la Băile Siriului, unde se opresc observațiunile noastre.



Lipsa flancului vestic este caracteristică pentru toată această serie de solzi, cu excepția regiunii de la S de Cașoca, unde apare un anticlinal asimetric în Eocenul de Tarcău. Potrivit observațiilor lui GR. POPESCU (127), acest mic anticlinal dispare de-a lungul unei falii, la W de R. Buzău.

Zona de depozite aquitaniene de pe linia Nehoiu—Gura Teghii, marchează doar o denivelare mai importantă între cei doi solzi respectivi ai pînzei. Linia de separație dintre acești doi solzi, este falia Dragna (127) care separă vechile

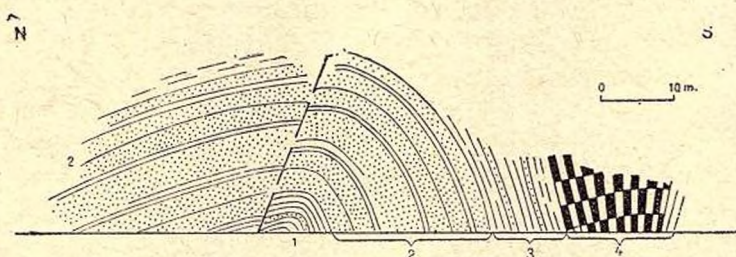


Fig. 10. — Anticlinal în Gresia de Lucăcești (P. Alunișul).

1, Argile verzi, gresii cu hieroglife; 2, Gresie de Lucăcești; 3, Strate de Lin-gurești; 4, marne bituminoase, menilite inferioare.

unități tectonice, cunoscute din literatură, sub numele de Pintenul de Homo-rîciu și Pintenul de Văleni.

La N de Lopătari, jumătatea externă a Pînzei mediane prezintă o structură mai liniștită de anticlinale faliat axiale și de anticlinale în parte normale, toate arătînd o tendință de încălecare de la W spre E.

Anticlinalul Pușcării, indicat în Oligocenul din pîrîul cu același nume, se ridică spre NE și din simburile său apare și Eocenul, care în ridicarea sa, scoate la suprafață și pachete de calcare și conglomerate verzi cu Nummuliti, caracteristice faciesului estic (extern).

Urmărirea spre N a Anticlinalului Pușcării a demonstrat însă că acest anticlinal nu mai trebuie considerat ca aparținînd Unității inferioare — așa cum a fost prezentat de O. BOLGIU (27) —, ci aparține tot pînzei. În consecință, și Anticlinalul Lopătari, separat printr-un sinclinal de Anticlinalul Pușcării, trebuie considerat ca ținînd tot de unitatea în pînză.

M. FILIPESCU (52) ajunge la aceeași concluzie, dar figurează Oligocenul din Anticlinalul Lopătari, în continuare cu Oligocenul din Măgura Mocearului.

Apariția zonei de Senonian de pe linia Prelunca—Furul Mic—P. Tisei, indică foarte probabil o ridicare a fundamentului în această regiune și separă regimul tectonic mai liniștit din jumătatea externă a pînzei, de un regim cu structură în solzi din jumătatea internă. Acești solzi nu diferă de cei descriși în V. Buzăului decît prin faptul că prezintă la suprafață formațiuni mai vechi, datorită ridicării generale spre N a Pînzei mediane.



În solzul de la S de Neharna Mică apare Senonianul descris în acea regiune și tot pe această linie dispare Eocenul cu Gresie masivă de Tarcău. Importanța acestei linii este dată și de faptul că spre S ea taie oblic alți doi solzi alcătuiți din Eocen și Oligocen și anume pe cel din Neharna Mică și pe cel de la confluența P. Bîsca Mare și Bîsca Mică. În V. Buzăului, însă, linia descrisă are aceeași valoare ca și restul liniilor de separație dintre ceilalți solzi.

Prezența Senonianului, dispariția Gresiei de Tarcău masiv și tăierea oblică a solzilor menționați, pun în discuție considerarea acestei linii, ca o linie de separare între două unități în pînză. Am arătat mai sus motivele pentru care am adoptat în această lucrare interpretarea în pînză unitară a zonei de Fliș paleogen dintre Zăbala și Buzău și am lăsat deschisă problema separării unor pînze independente, echivalente cu cele separate de I. ATANASIU în bazinul Tazlăului.

În V. Zăbalei, la confluența sa cu P. Întărcătoarei, este constatată din nou prezența unui anticlinal cu ambele flancuri dezvoltate. Acest anticlinal alcătuit din Eocen și Oligocen se urmărește pînă la W de P. Bîsca Mică, unde dispare sub Gresia masivă de Tarcău. Raporturile dintre Oligocenul flancului intern al acestui anticlinal și Eocenul de Tarcău de deasupra schițează un început de încălecare a acestui Eocen, ca și cum ar fi vorba de o digitație a Pînzei mediane, în zona Gresiei masive de Tarcău.

Tectonica zonei în care este dezvoltată masiv Gresia de Tarcău nu a fost urmărită în detaliu. Din observațiunile făcute în cele două Bîsce, se poate totuși constata prezența unei mari structuri sinclinale; în V. Buzăului structura sinclinală a zonei de Tarcău nu se mai observă, dar prezența unei falii în interiorul pachetului cu Gresie de Tarcău între Lunca Înșelată și Cașoca, este indicată de observațiunile făcute pe teren.

Asupra tectonicei de detaliu a Pînzei mediane, nu vom insista. Harta și profilele geologice anexate suplinesc în bună parte considerațiunile de detaliu¹⁾. În locul lor, preferăm să facem încă următoarele considerațiuni generale:

1. Direcția generală N—S constatată în Flișul din partea mijlocie a Carpaților orientali, începînd din regiunea Zăbala spre S se schimbă și elementele structurale sînt orientate NE—SW.

2. În cuprinsul Pînzei mediane se constată o scufundare generală dela NE spre SW. În timp ce extremitatea nordică a pînzei este caracterizată prin prezența masivă a Eocenului și a Senonianului, mergînd spre SW, încep să apară și benzi de Oligocen, a căror dezvoltare crește progresiv cu cît ne apropiem de V. Buzăului, unele elemente structurale admițînd în constituția lor chiar și depozite aquitaniene (ex. Vinețșu).

¹⁾ Din motive tehnice, hărțile și profilele geologice (planșele 1—4) nu au putut fi tipărite la data imprimării prezentei lucrări.



3. Ținând seamă de această scufundare generală a pînzei, se înțelege că liniile tectonice de separație a diferitelor cute-solzi apar la suprafață afectînd în nordul regiunii formațiunile mai vechi, iar spre S, formațiuni din ce în ce mai noi.

Oligocenul, erodat în multe părți din extremitatea nordică a pînzei, pe măsură ce apare spre S, este afectat de aceste linii la nivelul diferitelor orizonturi stratigrafice încă păstrate. Liniile tectonice amintite taie astfel oblic mai întîi Gresia de Lucăcești, apoi marnele bituminoase și menilitele inferioare și în sfîrșit, pe rînd, orizonturile următoare — sisturile disodilice și gresiile inferioare de Kliwa — pentru ca în V. Buzăului, Oligocenul să fie tăiat deasupra nivelului Stratelor de Podu Morii *str. s.* Așa se explică lipsa orizonturilor superioare Stratelor de Podu Morii *str. s.* între Păltineni și Mlăjeț și cu atît mai ușor, lipsa unor depozite aquitaniene sau miocene, în această zonă.

4. Structura în solzi încălecați de la E la W, se constată în cea mai mare parte din cuprinsul Pînzei mediane. Pînza noastră unitară cuprinde și solzii de Eocen și Oligocen dela Cașoca și Gura Siriului.

G. MURGEANU și N. ONCESCU au separat o unitate nordică cu caracter de autohton sau parautohton, la N de Depresiunea Drajna, și o unitate șariată, Pînza de Buzău, la S de această depresiune. Nu putem împărtăși această opinie pentru următoarele motive:

a) Seria isoclinală de 8000 m de Gresie de Tarcău eocenă, nu există. Pe bază de observațiuni stratigrafice și structurale, am arătat că la N de Cuveta Drajna, există cel puțin 3 solzi de Eocen și Oligocen, prezentînd aceeași tendință de încălecare din afară spre interior.

b) Seria isoclinală, de 5500 m, oligocenă, nu există. Am arătat că prezența Eocenului în această serie este un fapt controlat pe baze de micropaleontologie, iar recurențele de facies invocate, nu sînt susținute de observațiuni făcute în restul Pînzei mediane dintre Buzău și Zăbala.

c) Marginea internă a Pînzei de Buzău este plasată în cuprinsul ariei de răspîndire a faciesului cu Gresie de Tarcău, în timp ce linia de demarcație între acest facies și faciesul intermediar, se situează în cuprinsul Pînzei de Buzău. Am arătat că această ultimă linie este importantă și pentru alte motive (apariția Senonianului, tăierea oblică a altor 2 solzi de Eocen și Oligocen) și dacă este vorba să luăm în considerație separarea unei unități independente în cuprinsul Pînzei mediane, tocmai această linie ar intra în primul plan de discuție.

d) În interpretarea G. MURGEANU — N. ONCESCU, seria isoclinală nordică de Eocen, ar avea la baza sa marnele roșii, cu arcoze și Inocerami în V. Siriului și Stratele cu Inocerami (Stratele de Hangu) în V. Zăbala.

Am arătat că potrivit observațiunilor lui M. FILIPESCU, marnele roșii senoniene din V. Siriului trec spre N la Șisturi negre și nu la Strate de Hangu, de unde concluzia că poziția normală și în continuitate de sedimentare a



Senonianului roșu din V. Siriului sub Eocenul de Tarcău, este discutabilă¹⁾. Pe de altă parte, prezența Senonianului în faciesul cu Inocerami la baza pînzei noastre mediane, atît în cuprinsul unității nordice a lui MURGEANU și ONCESCU, cît și a Pînzei de Buzău, este mult mai ușor explicabilă, considerînd Pînza mediană unitară.

e) Este fapt recunoscut că faciesul Gresiei de Tarcău eocenă și prin urmare al Gresiei de Fusaru oligocenă, a fost alimentat cu material de origine carpatică, în timp ce se admite că Gresia de Kliwa oligocenă, ca și conglomeratele cu Șisturi verzi, provin din cordiliere sau Vorlandul carpatic. Prezența Gresiei de Kliwa și a numeroaselor elemente verzi în cuprinsul Pînzei de Buzău, este explicabilă în interpretarea dată de noi pentru Pînza mediană, dar inversează raporturile în interpretarea dată de MURGEANU și ONCESCU.

5. Spre deosebire de stilul tectonic din restul Carpaților orientali cu încălecări de la W spre E, tectonica Pînzei mediane dintre rîurile Zăbala și Buzău, se caracterizează printr-o serie de solzi care, cel puțin superficial, arată o încălecare dela E spre W.

Încercarea de a explica din punct de vedere mecanic modul de realizare a acestui stil tectonic, nu este prea ușoară. Rămînînd la ideia că forțele tangențiale care au generat structura Carpaților orientali romînești își aveau originea în interiorul arcului carpatic, am încercat să explicăm imaginea actuală a Pînzei mediane din regiunea de curbură, prin intervenția unui factor nou în procesul de realizare a tectonicei. Am imaginat acest nou factor sub forma unei rezistențe solide, a unui prag, în fața căruia masa încălecătoare, sub acțiunea continuă a împingerii și sub acțiunea factorului gravitațional, s-a îngrămădit și s-a rupt în bucăți, care s-au încălecat apoi în sens invers, din afară spre interior.

Acțiunea exercitată de un asemenea prag, se poate constata chiar și în cuprinsul pînzei noastre mediane. Senonianul din regiunea Prelunca—Furul Mic—P. Tisei este plasat probabil tocmai pe un astfel de prag (profilele I—II, pl. 2). În spatele lui (la W), pînza arată o structură în solzi strînși și încălecați de la W spre E, iar în fața lui (la E), se întîlnește la N de Digația Lacul Mocearu, o serie de cute aproape normale, încălecate spre E, după stilul cunoscut în restul Carpaților. Cum în V. Buzăului încălecările de la E spre W se constată chiar și în zona mio-pliocenă (de ex. Tega—Coculești), este posibil ca pragul principal să fie situat undeva mai în afară, foarte probabil în fața liniei pe care am descris-o mai sus, ca reprezentînd fruntea pînzei.

Linia cunoscută în literatură sub numele de fală pericarpatică sau linia Cașin—Bisoca, ar putea coincide eventual cu pragul principal care a constituit rezistența solidă în fața masei încălecătoare. Cercetările gravimetrice executate

¹⁾ Deosebirea dintre cele două faciesuri de Senonian a fost remarcată chiar de G. MURGEANU în timpul discuțiunilor de la comunicările din 28.I.1949.

pe linia pericarpatică, au indicat o ridicare a fundamentului în dreptul acestei linii, în V. Putnei și în V. Slănicului—Buzău.

Pragul la care ne referim, a fost imaginat de foarte multă vreme de către cercetătorii străini și români, pentru a explica prezența elementelor exotice în sedimentele Flișului carpatic.

MRAZEC (95) și-a imaginat horstul dobrogean subîmpins sub regiunea arcului carpatic și deasupra acestui horst, s-ar fi « revărsat în timpul Terțiarului pânzele de supracutare ale Carpaților, formînd conglomeratele în chestiune ».

Mai târziu, M. FILIPESCU ajunge deasemenea la concluzia că materialul exotic din sedimentele Flișului provine dintr-o « cordilieră pericarpatică » (54, 55, 56). Fundamentul geosinclinalului Flișului, format din material dobrogean, ar fi fost « rupt, dislocat și adus la suprafața apelor sub formă de cordiliere, insule, etc. » din care, începînd încă din Senonian, a fost apoi remaniat materialul exotic. Pe liniile de dislocație ale fundamentului, ar fi avut loc la exteriorul Carpaților și erupțiuni vulcanice, ale căror cenușe le găsim astăzi sedimentate între depozite de vîrste diferite senonian-levantine (56).

Vorbînd despre cutările savice din Carpații orientali, I. ATANASIU (12), afirmă că în timpul orogenezei au apărut cordiliere care au furnizat materialul conglomeratelor verzi, iar în ultima sa conferință, privind orogeneza și sedimentarea în Carpații orientali (14), stabilește chiar o lege a cordilierelor. Concluziile sale arată că « în orice zonă de orogeneză de felul celor în care se sedimentează depozite de tipul Flișului, apar cordiliere ».

Este probabil că aceste cordiliere, în afară de furnisarea cu material exotic de tip dobrogean, au jucat și rolul de prag, de rezistență solidă în fața masei încăleătoare care, sub acțiunea combinată a forțelor tangențiale și a factorului gravitațional, a dat apoi imaginea tectonică actuală a Pînzei mediane din regiunea de curbură.

6. Raportată la timp, Pînza mediană, este foarte probabil rezultatul unor mișcări începute în Aquitanian și continuate pînă în Post-Levantin.

Depozitele lagunare semnalate în Aquitanian pot fi luate drept indicațiuni ale primelor mișcări efectuate în acea perioadă de timp. Aceste mișcări au fost continuate în Miocen și au atins cea mai mare anvergură în timpul Tortonianului, cînd probabil cadrul general al Pînzei mediane a fost deja un fapt îndeplinit.

Mișcările ulterioare au complicat desigur acest cadru general cu o serie de detalii în tectonica pînzei, însă liniile structurale mari au rămas aceleași.

Depozitele Tortonianului inferior prinse sub marginea pînzei dintre V. Zăbala și V. Slănicului, sînt dovezi că încălecarea s-a efectuat după sedimentarea acestora.

Raționînd astfel, admitem că în zonele interne ale geosinclinalului Flișului, mișcările au fost mai active în Aquitanian, creînd în aceste zone un regim



lagunar, în timp ce mai spre exterior, sedimentarea se continua în mod normal.

Transgresiunea miocenă a acoperit complet și aceste zone interne, dar pentru scurtă vreme, deoarece mișcările de ridicare ale ținutului din spate au redevenit active și, odată cu deplasarea spre înafară a axului geosinclinalului, au creat aici un nou regim lagunar în Helvețian, în timp ce zonele interne dela N de R. Buzău, erau acum exondate.¹⁾ Fenomenul s-a repetat în timpul Tortonianului, creînd astfel un regim lagunar mai nou, situat geograficește și mai înafară. Așa s-ar explica prezența numai cîtorva depozite aquitaniene sub pînză în zonele sale interne și apariția treptată, mai întîi a Helvețianului, apoi a Tortonianului inferior sub pînză, la marginea sa externă.

Concepția expusă mai sus, diferă de aceea a lui M. FILIPESCU, care admite că punerea în loc a pînzei a avut loc imediat după depunerea Aquitanianului cu masive de sare.

Prezența Miocenului roșu și chiar a depozitelor tortoniene sub pînză, arată însă clar că încălecareea s-a desăvîrșit mai tîrziu, iar existența Sarmațianului transgresiv peste Paleogenul pînzei la N de Brătești—Tg. Ocna (137), arată că punerea în loc a pînzei s-a efectuat înainte de Sarmațian.

7. Pînza mediană dintre Zăbala și Buzău are următorii echivalenți tectonici, cunoscuți pînă în prezent în literatură:

Pro parte Pînzele beskidică și subbeskidică (UHLIG, 1907).

Pro parte Pînza Gresiei de Fusaru (MRAZEC și VOITEȘTI, 1909—1911).

Pro parte Pînza Gresiei de Siriu (MRAZEC și VOITEȘTI, 1911)

Pro parte Zona internă și Zona marginală (S. ATHANASIU, 1910),

Pînza internă (GROZESCU, 1912)

Pînza mediană sau Pînza Gresiei de Tarcău (MURGEANU, FILIPESCU, 1932),

Pro parte Pînza mediană + Pînza marginală (FILIPESCU, 1934).

Pro parte Pînza mediană (FILIPESCU, 1935—1937),

Zona marginală (PROTESCU, 1937),

Unitatea zonei Gresiei de Tarcău (MATEESCU, 1937),

Pînza mediană (MACOVEI și PREDA, 1937)

Unitatea Gresiei de Tarcău (Pînza mediană) (ONCESCU, 1939—1940).

Pînza Gresiei de Tarcău (MURGEANU, 1940)

Pînza Gresiei de Tarcău (DUMITRESCU, 1941 și 1948).

Pînza Gresiei de Tarcău + Pînza de Tazlău (I. ATANASIU, 1943).

Pînza Gresiei de Tarcău (BOLGIU, 1944)

Pînza de Homorîciu — Prăjani + Pînza de Văleni — Buștenari (PĂTRUȚ, 1947)

¹⁾ La S de Buzău, se pare că sedimentarea a continuat normal în anumite depresiuni ale ținutului în mișcare. Prezența Miocenului din Cuvetele Slănic și Drajna, ar fi o dovadă în sprijinul acestui punct de vedere.



Unitatea nordică = Pintenul de Homorîciu + Pînza de Buzău = Pintenul de Văleni (MURGEANU și ONCESCU, 1947 și 1949),

Unitatea superioară = Pinza Gresiei de Tarcău (GRIGORAȘ, 1949).

B) UNITATEA INFERIOARĂ

În lucrarea de față am evitat în mod sistematic întrebuințarea denumirii de « zonă marginală » introdusă de S. ATHANASIU, deoarece anumite porțiuni din această zonă s-au dovedit că aparțin Pînzei mediane, în sensul în care a fost definită mai sus.

Am evitat deasemenea denumirea de « pînză marginală » introdusă de MRAZEC și VOITEȘTI pentru 2 motive:

1. Nu avem evidențe categorice pentru interpretarea în pînză a întregii Unități inferioare din V. Putna, și

2. Evitarea confuziilor create prin întrebuințarea acestei denumiri, în legătură cu unități tectonice dovedite că aparțin Pînzei mediane.

Am arătat mai sus că în Paleogenul Unității inferioare din V. Putna se pot separa 2 faciesuri, a căror descriere a fost făcută la capitolul stratigrafiei. Observațiunile noastre au dus la concluzia că pe lângă aceste deosebiri de facies, există și anumite poziții structurale, pe baza cărora se pot separa în cuprinsul unității inferioare două subunități tectonice.

1. SUBUNITATEA INTERNĂ

Poziția geometrică a formațiunilor în regiunea Piscul Piatra Albă (W de confluența Lepșa—Lepșulețul), ca și prezența unui izvor sărat în V. Slatinei afluent al Putnei (W de Piscul Piatra Albă), nu se pot explica decît admitînd că între Pinza Gresiei de Tarcău din Vf. Macrădeu și Anticlinalul Poiana Lepșei, cu Paleogen de factură deosebită, există încă o unitate tectonică cu poziție intermediară, în pînză.

Deoarece considerațiuni tectonice complete nu se vor putea face decît după cartarea zonei de Paleogen dintre Putna și Năruja, am socotit că pentru moment, este suficient să menționăm că partea internă a Unității inferioare din Putna este constituită dintr-un Eocen și un Oligocen de tip mai intern decît cel din Anticlinalul Poiana Lepșei și că raporturile tectonice cu acest anticlinal, ar îndreptăți interpretarea ei în pînză.

Am tratat această parte a Unității inferioare din Putna sub numele de « unitatea internă », fără a ne angaja prea mult în separarea ei ca unitate tectonică în pînză propriu zis.

Lipsa unui Eocen sub Oligocenul din Vf. Galaciu¹⁾, face foarte dificilă

¹⁾ O singură apariție de Eocen calcaros a fost observată de noi în P. Sușița, la cca 200 m W de confluența cu P. Cerbului.



atribuirea acestui Oligocen la o anumită unitate tectonică. Totuși, ținând seamă de marea asemănare a acestui Oligocen, cu cel dela W de Gura P. Greșului, sîntem tentați să credem că Oligocenul din Galaciu ține de subunitatea internă. Dacă această apartenență se dovedește a fi reală, atunci caracterul de pînză al subunității interne, devine indiscutabil.

Oligocenul din Arișoia—Vf. Pietrosul, se sprijină pe un Eocen asemănător cu cel descris în V. Putnei în facies de Fliș. Acest lucru ne îndreptățește să credem că Pînza mediană încăleacă în V. Zăbalei peste Subunitatea internă, al cărui Oligocen este împins mai departe spre NE, explicînd astfel prezența în V. Năruja a 2 serii complete, suprapuse de Oligocen, precum și prezența klippelor de Oligocen din Măgura Spineștilor, Muncelușul și Galaciu. Este deocamdată o simplă ipoteză, care urmează a fi controlată prin cercetări viitoare mai complete.

În V. Putnei și în V. Mărului subunitatea internă este puternic cutată în apropierea contactului cu Pînza mediană (pl. 4, I—II).

2. SUBUNITATEA EXTERNĂ

În subunitatea externă se distinge clar o mare structură anticlinală pe care am denumit-o « Anticlinalul Poiana Lepșii » (fig. 1).

În axul acestei cute apare Senonianul, acoperit în ambele flancuri de Eocen în facies de Cașin.

Senonianul flancului estic apare în poziție răsturnată și a fost considerat în contact tectonic cu conglomeratele din Piatra Streiului. Seria eocenă cade normal spre E, fiind și ea afectată local de o falie la contactul dintre Stratele de Biserici și Orizontul de marne bituminoase și menilite inferioare. Oligocenul acestui flanc, arată tot căderi estice pînă la confluența cu P. Cănele (Cascada Putnei), unde este schițat un mic sinclinal urmat mai departe, spre E, de un anticlinal secundar ce se urmărește pînă la Piatra Geamănă; aici, Oligocenul dispare sub depozitele aquitaniene, iar acestea la rîndul lor, sub Oligocenul din Vf. Galaciu.

Flancul vestic al Anticlinalului Poiana Lepșei, alcătuit în V. Putnei numai din Senonian și Eocen, este local cutat de cîteva ori (pl. 4, I și II) și acoperit la nivelul Stratelor de Bucieș, de către Eocenul Subunității interne¹).

Oligocenul flancului vestic lipsește în V. Putnei, dar el apare ceva mai departe spre NE, în P. Lepșulețului și P. Coașei.

Cîteva aparițiuni de Oligocen sub formă de insule în regiunea Tulnici—Coza, au fost considerate ca aparținînd tot Subunității externe.

Caracterul de pînză sau de autohton al acestei subunități, este mult mai dificil de precizat decît pentru Subunitatea internă. În secțiunea transversală

¹ Linia tectonică de la Gura P. Brusturosului, a fost semnalată și de H. GROZESCU (64), ca fiind o linie tectonică de importanță deosebită.

figurată pe pl. 4, Subunitatea externă este interpretată ca autohton. Modul de apariție în V. Putnei ca și în V. Cașinului, ar justifica această interpretare.

Trebuie să menționăm, însă, că în simburile Anticlinalului Poiana Lepșei, în P. Sărei, apare un izvor slab sărat, a cărui prezență ar putea fi eventual pusă în legătură cu existența unui Salifer acoperit și în acest caz, Subunitatea externă ar trebui și ea interpretată ca o pînză sau cel puțin un parautohton. Asemenea manifestări saline sînt citate în literatură în Apțianul marnos din V. Bicăzului (1) și se pune întrebarea dacă nu și izvorul sărat citat mai sus, n-ar putea proveni din sărurile reziduale ale Șisturilor negre.

Mai greu de explicat este însă prezența unui izvor puternic sărat în Oligocenul aceleiași subunități la N de regiunea prezentată în această lucrare și anume în P. Chiua Mare. În adevăr, pînă în prezent nu se cunosc manifestări saline în plin Oligocen cu Gresie de Kliwa și dacă aceste izvoare sărate nu se dovedesc prin analiză a fi cumva ape primare de zăcămint, atunci prezența lor trebuie neapărat legată de un Salifer încălecat.

Caracterul de pînză sau de autohton al subunității externe, nu va putea fi însă demonstrat, decît numai printr-un foraj de mare adîncime.

Unitatea inferioară din V. Putnei are următorii echivalenți tectonici cunoscuți din literatură:

Pro parte Pînza subbeskidică (UHLIG, 1907)

Pro parte Pînza marginală (MRAZEC și VOITEȘTI, 1911),

Pro parte Zona marginală (S. ATHANASIU, 1910),

Pînza marginală (GROZESCU, 1912)

Pro parte Zona marginală (MATEESCU, 1928)

Pro parte Pînza marginală = digitația superioară (MURGEANU și FILIPESCU, 1932)

Unitatea Zonei marginale (MATEESCU, 1937),

Pînza marginală (I. ATANASIU, 1943)

Zona marginală (I. DUMITRESCU, 1948)

Unitatea inferioară (GRIGORAȘ, 1949).

CONCLUZIUNI

I. *Stratigrafie*. Cretacicul din V. Putnei cuprinde depozite senoniene în care au fost separate: un orizont inferior = Șisturi negre și un orizont superior = Strate de Tisaru *str. s.*

Se pune problema unei orogeneze laramice.

Se stabilesc următoarele cu privire la stratigrafia Eocenului:

a) Eocenul Pînzei mediane prezintă un facies intern, cu Gresii de Tarcău și Strate de Popu și un facies extern, cu calcare conglomeratice verzi cu Numuliți, marno-argile verzi și gresii cu hierogliffe. Între aceste două faciesuri extreme există tipuri de tranziție, în care se poate urmări dispariția treptată a



elementului Tarcău de origine carpatică și înlocuirea sa cu elemente de cordiliere sau Vorland.

b) În unitatea inferioară din Putna, Eocenul prezintă un facies intern, asemănător celui extern al pînzei = Facies de Fliș, facies calcaros sau Facies de Greșu și un facies extern = Faciesul de Cașin.

c) Stratele de Plopu sînt considerate echivalente cu Stratele de Bisericiani.

Se stabilesc următoarele cu privire la stratigrafia Oligocenului:

Oligocenul Pînzei mediane arată un facies intern, cu Gresie de Fusaru și Strate de Vinețu și un facies extern, cu șisturi disodilice, Gresie de Kliwa și Strate de Podu Morii *str. s.* În amîndouă faciesurile există menilite inferioare și menilite superioare.

Stratele de Vinețu nu sînt considerate sincrone cu Stratele de Podu Morii *str. s.*

În Unitatea inferioară, Oligocenul arată un facies asemănător faciesului extern al pînzei, invadat de conglomerate verzi (foarte numeroase în Subunitatea externă). Separarea celor două orizonturi de Gresie de Kliwa nu mai este posibilă în Oligocenul acestei unități.

Oligocenul este acoperit normal, în continuitate de sedimentare, de depozite aquitaniene cu gipsuri, brezii sedimentare cu masive de sare, conglomerate, gresii și marne. Aquitanianul este considerat ca încheind ciclul de sedimentare paleogen.

II. *Tectonică.* Zona paleogenă cercetată cuprinde o unitate tectonică superioară în pînză = Pînza mediană și o unitate inferioară, separată în două subunități: una, internă, foarte probabil cu caracter de pînză și alta, externă, foarte probabil autohton.

Pînza mediană, deși cuprinde Eocen în facies asemănător celui din Pînzele de Tarcău și de Tazlău a fost considerată ca unitară, din cauza tranzițiilor gradate de facies și a structurii uniforme de cute-solzi, încălecate dela E spre W.

Fruntea pînzei este marcată de încălecarea Senonianului sau Paleogenului peste depozite miocene, între izvoarele Putnei și regiunea Bisoca, iar de aici spre S, este considerată ca trecînd prin mijlocul zonei miocene, pe o linie care unește Bîscenii—Săreni cu P. Murătoarea Trestiei.

Pare a se confirma punctul de vedere al lui M. FILIPESCU, că Pîntenul de Homorîciu și cel de Văleni aparțin aceleiași pînze și a se infirma punctul de vedere al lui G. MURGEANU și N. ONCESCU, în legătură cu existența « Pînzei de Buzău ».

Anticlinalele Pușcării și Lopătari, au fost considerate ca aparținînd tot Pînzei mediane și nu Unității inferioare.

Între Lopătari și V. Lupului, a fost separată Digația Lacul Mocearu.

Primit: 10 iunie 1949.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I. și MACOVEI G. Structura geologică a Văii Bistriței între Pîngărați și Bistricioara (Neamțu). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII (1919—1920). București, 1926.
2. ATANASIU I. și MACOVEI G. Cîteva date asupra constituției geologice a zonei Flișului din regiunea Văilor Slănicului și Oituzului (Moldova). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923). București, 1923.
3. ATANASIU I. și PREDA D. M. Structura geologică a părții superioare a Văii Trotușului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X, București, 1925.
4. ATANASIU I. și MACOVEI G. La zone interne du Flysch dans la région de Bistricioara et Bicaz. *Guide des excursions.* București, 1927.
5. ATANASIU I. și MACOVEI G. La zone interne du Flysch dans la région de la haute vallée de la Prahova et du Bassin supérieur de l'Olt. *Guide des excursions.* București, 1927.
6. ATANASIU I. Oligocenul din V. Bistriței. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XV (1926—27). București, 1930.
7. ATANASIU I. À propos d'une roche à glauconie. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX, 1930—31. București, 1933.
8. ATANASIU I. Curs de Geologie stratigrafică. Univ. Iași. 1933—34.
9. ATANASIU I. și MACOVEI G. L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI, 1931. București, 1934.
10. ATANASIU I. Contributions à la Stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave. *Ann. Sc. Univ. Jassy*, T. XXV, 1939, Fasc. 1, Iași, 1938.
11. — Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXII, București, 1943.
12. — Cutările savice în Carpații Orientali cu privire generală asupra zonelor de sedimentare. Comunic. la Soc. Rom. de Geol., 21 XII, 1947.
13. — Les facies du Flysch dans les Carpathes Orientales. Manuscris.
14. — Orogeneza și sedimentarea în Carpații Orientali din România. Confer. la Colegiul Naturaliștilor. 3.IV, 1949.
15. ATHANASIU S. Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du District de Bacău. *Congr. Intern. du Pétrole. III-e Sess.* 1907.
16. — Cercetări geologice în regiunea carpatică și subcarpatică din Moldova de Sud (Raport pe 1908). *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909. București, 1913.
17. — Cercetări geologice în basinul Moldovei din Bucovina. (Raport pe 1909). *Rap. Act. Inst. Geol. Rom.* în 1908—1909. București, 1913.
18. ATHANASIU S., MACOVEI G. și ATANASIU I. La zone marginale du Flysch dans la partie inférieure du bassin de la Bistrița. *Guide des excursions.* București, 1927.



19. BĂNCILĂ I. et PREDĂ D. M. L'âge des schistes noirs dans le bassin du Trotuș. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, Vol. III, 1937.
20. BĂNCILĂ I. Zona Flișului din Carpații Orientali pe noua hartă geologică a României 1: 500.000. Șed. Inst. Geol. 15.I, 1945. (Inedit).
21. — Données sur le Flysch du bassin supérieur du Tazlăul Dulce (Départ. de Neamț). *C. R. Inst. Géol. Roum.*, Vol. XXVII (1938—1939). București, 1944.
22. — L'évolution des idées sur la tectonique des Carpathes Orientales. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXVII (1938—1939). București, 1944.
23. — Geologia regiunii dintre V. Moldovei și Suha Mare. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 17.XII, 1948. (Inedit).
24. BÖCK J. Die geologischen Verhältnisse von Sösmezö und Umgebung im Komitate Hármszék mit besonderer Berücksichtigung der dortigen petroleumführenden Ablagerungen. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd XII, Heft 1. Budapest, 1899.
25. BIEDA F. et HORWITZ L. Essai de stratigraphie du Flysch du Podhale. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, 1.4 Varsowie, 1931.
26. BIEDA F. Les Nummulites des schistes ménilitiques de Seletyn-Bukovine-Roumanie. *Bull. Serv. Géol. Pol.* IX, 2, Warszawa, 1938.
27. BOLGIU O. Geologia regiunii Lopătari. Comunic. Inst. Geol. 3.III.1944 (Inedit).
28. BOTEZ G. Cercetări geologice în Jud. Putna. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1908—1909*. București, 1913.
29. — Comunicare preliminară asupra studiilor făcute în Jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, București, 1915.
30. BRUDERER W. Stratigrafia Carpaților Orientali polonezi (Carpații Pocuției) comparată cu aceea a Carpaților români. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926). București, 1930.
31. — Les unités tectoniques bordières des Carpathes Polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. III, 1 3—4, Varsowie, 1926.
32. COBÎLCESCU GR. Studii geologice și paleontologice asupra unor tărâmurii terțiare din unele părți ale României. *Memoriile geologice ale Școlii Militare din Iași*. București, 1883.
33. — Ueber die geologische Beschaffenheit des Gebirges im Westen und Norden von Buzău. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, 1885. Wien, 1885.
34. CERNĂ GH. Comunicare asupra regiunii Culmii Stănișoara. Inst. Geol. Rom. Ședința din 26. II, 1941. (Inedit).
35. — Geologia regiunii dintre Stulpicani și V. Bistriței. Inst. Geol. Rom., Ședința din 17.XII, 1948, (Inedit).
36. CIZANCOURT DE Mme. Foraminifères priaboniens de Bukowiec (Karpates Polonaises Orientales). *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII. 4. Varsowie, 1933.
37. — Sur quelques Nummulites du Flysch carpathique et sur leur signification pour la stratigraphie des Carpathes. *Kosmos. 3es II—III*, Vol. LIII. 1928.
38. CIZANCOURT DE H. Note préliminaire sur l'avant-pays des Karpates polonaises Orientales. Station géologique Boryslaw. *Bulletin* 12, Boryslaw 1925.
39. — Quelques remarques sur la stratigraphie de l'avant-pays des Karpates Polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. V, Livraison 1—2, Varsowie 1929.
40. DRĂGHICEANU M. Privire sumară asupra literaturii șariajului în Carpații Români. III. Fenomenele de șariaj la cotul de SE al Carpaților. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—29), București, 1930.
41. DUMITRESCU I. Geologia regiunii Cașin—Soveja—Cîmpurile. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 29. IV, 1941. (Inedit).



42. DUMITRESCU I. Geologia regiunii Vrancea de Nord și Poiana Sărată. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 31. XII, 1948 (Inedit).
43. FILIPESCU M. G. Studiu petrografic al depozitelor Oligocenului superior din Pintenul de Văleni, insula de la Buștenari, Jud. Prahova (Pământ de Diatomee, Gresia de Kliwa, șisturi menilitice). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930). București, 1931.
44. — Sur la nature des roches siliceuses de l'éperon de Vălenii de Munte. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* XIII, No. 6, 1930.
45. — Note sur la présence des roches siliceuses d'origine organique dans les couches de Podu Morii, à Vălenii de Munte, distr. de Prahova. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XIX (1930—1931). București, 1933.
46. — Sur les roches siliceuses d'origine organique et chimique de l'Oligocène des Carpathes Roumaines. *C. R. Ac. Sciences.* T. 192. No. 17, Paris 1931. *Ref. Bul. Lab. Min. Gen. Univ.* Vol. I. București, 1935.
47. — Contributions à l'étude micrographique du Flysch des Carpathes Roumaines (Grès de Kliwa). *C. R. des Séances Soc. Géol. Fr.* No. 4 Séance 15. II, 1932. Paris. *Ref. Bul. Lab. Min. gen. Univ.* București. Vol. I, 1935.
48. — Quelques phénomènes de diagenèse dans les sédiments du Flysch compris entre Teleajen et Doftana. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București.* Vol. I, 1935.
49. — Cercetări geologice între Valea Teleajenului și Valea Doftanei (Jud. Prahova). Teză. București, 1934.
50. — Étude pétrographique des couches de Tisaru et considérations stratigraphiques résultant de cette étude. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX (1931—32). București, 1935.
51. — Étude géologique de la région comprise entre les vallées du Teleajen—Slănic—Bisca Mare. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXIII, 1935. București, 1940.
52. — Études géologiques dans la région comprise entre la vallée du Teleajen et les vallées du Slănic et Bisca Mică. *Bul. Lab. Min. gen. Univ. București.* Vol. II. București, 1937.
53. — Note préliminaire sur les recherches géologiques dans le Flysch interne à l'Est du Teleajen. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI (1932—33). București, 1937.
54. — Sur la nature et l'âge des dépôts du soubassement du Sarmatien rencontrés dans le forage de Horodnic-Bucovina (Roumanie). *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* Tome XXI, Nos. 1—2. București, 1939.
55. — Le phénomène de minéralisation à l'extérieur des Carpathes Orientales. *Bul. Soc. Rom. de Geol.* Vol. V, 1942.
56. — Problema vulcanismului extracarpatic. *Muz. Miner. Geologic*, Vol VIII, Nr. 1, 1943—44.
57. — Le tuf volcanique du Sénonien du Flysch carpathique de la région de courbure. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* 1945.
58. — Contributions à l'étude du Flysch interne compris entre la Crasna—Teleajen et le Riul Negru. *Bul. Ac. Roum.* XVIII, Nr. 3—5, 1936.
59. GRIGORAȘ N. Fațesurile Oligocenului dintre Văile Slănic și Buzău. Comunic. Inst. Geol. Rom., Ședința din 9. III, 1944.
60. — Cercetări geologice în zona Flișului paleogen dintre Văile Zăbala și Buzău. Comunic. Inst. Geol. Rom., Ședința din 28. I, 1949.
61. GRIGORAȘ N. Privire generală asupra geologiei Carpaților Orientali între V. Putnei și V. Buzăului. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 15. II, 1949.
62. GROZESCU H. ... 2). Munții Vrancei... *Rap. Act. Inst. Geol. Rom. în 1912*, București, 1917.



63. GROZESCU H. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Nord a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VIII, 1914, București, 1918.
64. — Comunicare preliminară asupra Geologiei Munților Vrancei și Neogenului din Jud. Putna. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, București, 1915.
65. — Observațiuni la comunicarea D-lui Mateescu. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—1929). București, 1930.
66. — Condițiunile de sedimentare ale formațiunii salifere subcarpatice. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI (1914—1915). București, 1923.
67. HORWITZ L. Essai de raccordement des unités tectoniques des Karpathes Orientales avec celles des Karpathes Occidentales. *Bull. Serv. Géol. Pologne.* Vol. III 1937.
68. — Quelques nouvelles observations concernant la subdivision des couches de Krosno (Oligocène). *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, Livraison 2, Warsowie 1932.
69. — À propos de l'âge des couches ménilitiques dans les Carpathes. *Bull. Serv. Géol.* Vol. VIII, Livraison 4, Warsowie, 1937.
70. JASKOLSKI ST. Contributions to the geology and petrology of the carpathian Flysch in the vicinity of Rymanov. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VI, Livraison 4. 1931.
71. JOJEA TH. Geologia zonei marginale a Flișului Carpaților Orientali din basinul râurilor Rîșca și Neamț. Comunic. Inst. Geol. Rom. Ședința din 18.III, 1941. (Inedit).
72. MACOVEI G. Formarea zăcămintelor de petrol din România. *Natura.* Vol. XV, Nr. 1, 1926.
73. — Tectonica Flișului în relație cu zona cristalină. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* IX (1920—21). București, 1926.
74. — L'origine du pétrole des Carpathes Orientales et ses roches-mères. *An. Min. Rom.* XVI, 1933. No. I, pag. 3—5.
75. — Curs de Geologie stratigrafică cu privire specială la Geologia României. 1945.
76. — Constituția geologică a Văii Buzăului între Păltineni și Cislău. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1915*, București, 1924.
77. — Discuțiune asupra lucrării d-lui D. Preda: Geologia și tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22).
78. — Dare de seamă asupra primei reuniuni a Asoc. carpatice dela Lemberg (1925). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIV (1925—1926). București, 1930.
79. — Aperçu géologique sur les Carpathes Orientales. *Guide des excursions.* 1927.
80. MACOVEI G. et ȘTEFĂNESCU D. Les gisements de pétrole en Roumanie. Lwow, 1935.
81. MACOVEI G. et PREDA D. Sur la structure géologique et les richesses minières du Trotuș. *Bul. Soc. Rom. de Géol.* Vol. III, 1937.
82. MACOVEI G. Les gisements de pétrole, 1938.
83. MATEESCU ST. Cercetări geologice în regiunea subcarpatică din Jud. R.-Sărat. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1913*, București, 1922.
84. — Raport asupra excursiunii făcută în districtul R. Sărat sub conducerea d-lui Prof. Sava Athanasie. *Rap. Activ. Inst. Geol. Rom. în 1914*, București, 1922.
85. — Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii colinelor subcarpatice din districtul R. Sărat. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII (1915—16). București, 1917.
86. — Cercetări geologice în partea externă a curbării sudestice a Carpaților români. Districtul R. Sărat. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII, București, 1927.
87. — Structura geologică a Flișului din V. Putnei, Moldova de Sud. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII (1928—29). București, 1930.
88. — Présentation de la carte géologique de la région Vrancea distr. Putna. *C. R. Ac. Sciences Roum.* Tome II, No. 1, 1937.
89. — L'accident tectonique du Mont Tisaru et du Mont Coza distr. Putna. *C. R. Ac. Sciences Roum.* Vol. II, No. 2, 1938.



90. MATEESCU ST. La structure géologique de la dépression Vrancea. *C. R. Ac. Sciences Roum.*, Vol. II, No. 2, 1938.
91. MRAZEC L. und TEISSEYRE W. Ueber Oligozäne Klippen am Rande der Karpathen. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A.* Bd. 71, H. 2, 1901.
92. — Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. *Monit. des intérêts pétrolifères* No. 46, București, 1902.
93. — I. Esquisse tectonique de la Roumanie. II. Stratigraphie des régions pétrolifères de la Roumanie et des contrées avoisinantes. III. Esquisse tectonique des Subcarpathes de la vallée de Prahova. *Congr. intern. du Pét. III-ème Réun., Guide des excursions*. No. 1, 1907.
94. — Ueber die Bildung der rumänischen Petroleumlagerstätten. *Congr. int. du Pét. III-ème Réun.* 1907.
95. — Asupra provenienței conglomeratelor verzi ale Flișului carpatic între Buzău și Putna. *Bul. Soc. Șt. București*, XVII, 1908.
96. — Despre rocele verzi din conglomeratele terțiare ale Carpaților și Subcarpaților români. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. II, București, 1911.
97. MRAZEC L. și POPESCU-VOITEȘTI I. Contribuțiuni la cunoașterea pînzelor Flișului carpatic în România. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. V, 1911, București, 1914.
98. — Discuțiune asupra lucrării d-lui D. Preda: Geologia și Tectonica regiunii de răsărit a districtului Prahova. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22). București, 1927.
99. — L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes Roumaines. Prague, 1931.
100. MOTAȘ I. Sur la présence d'une faune tortonienne à la base du Miocène de Pucioasa (Dép. de Dîmbovița). *Notationes Biologicae*. Vol. VI, No. 3, 1948.
101. MURATOV M. V. Tectonica și istoria dezvoltării regiunii geosinclinale alpine din sudul părții europene a U.R.S.S. și a țărilor învecinate. 1949.
102. MURGEANU G. et FILIPESCU M. G. La zone du grès de Tarcău, la zone marginale et les Subcarpathes entre le Cașin et Zăbala. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI (1932—1933), 1937.
103. MURGEANU G. Sur l'âge des schistes ménilitiques et des gypses inférieurs de Moun-ténie occidentale. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXV, 1937.
104. — La nappe du grès de Tarcău entre la vallée de la Năruja et les sources de Rîmnic. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* Ședința din 9.II.1940. (Inedit).
105. — Deuxième note sur le Paléogène de Corbișori. *C. R. Ac. Sc. R.* 1943—1945.
106. MURGEANU G. și ONCESCU N. Zona Flișului în V. Buzăului. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* Ședința din 6.VI.1947. (Inedit).
107. — Noui cercetări în V. Buzăului. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* Șed. din 28.I.1949 (Inedit).
108. MURGOCI G. M. Discuțiune asupra originii conglomeratelor verzi din Terțiarul carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II. București, 1911.
109. NICULESCU M. Mio-pliocenul dintre Tîrlești—Cătina—Pătârlagele. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* Șed. din 22.III.1949.
110. NOTH R. și PĂTRUȚ I. Contribuțiuni la cunoașterea Paleogenului din Jud. Prahova. *Comunic. Inst. Geol. Rom.*, 1943 (Inedit).
111. NOWAK J. Le pétrole des Carpathes polonaises sous le point de vue de la géologie régionale. *Prace geograficzne*, Lwow-Warszawa, 1922.
112. OLTEANU F. Observațiuni asupra aparițiilor de breccia sării cu masive de sare în zona mio-pliocenă dintre Teleajen și Bălăneasa (cu privire specială asupra regiunii Pie-traru-Jud. Buzău). *Comunic. Inst. Geol. Rom.*, Șed. 17.XII.1943. (Inedit).



113. ONCESCU N. Le massif de sel de Măgura Mocearului. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVIII (1938—1939). București, 1944.
114. — Le Flysch paléogène entre Bîsca Chiojdului et Bîsca Mică (Dép. de Buzău). *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXVIII (1939—1940) București, 1944.
115. OPOLSKI Z. Sur la stratigraphie des couches de Krosno. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, Livraison 4. Warsaw, 1933.
116. PĂTRUȚ I. Comunicare preliminară asupra Paleogenului din regiunea Vălenii de Munte—Cosminele. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* 1944 (Inedit).
117. — Vîrsta Gresiei de Fusaru și relațiile ei cu Numuliticul getic. *Comunic. la Soc. Rom. de Geol.* (Inedit).
118. — Geologia și tectonica regiunii Vălenii de Munte—Cosminele—Buștenari. Teză. 1947.
119. PAUCĂ M. Marea Flișului Oligocen din Carpați era o mare rece? *Bul. Soc. Naturaliștilor din România*, Nr. 5, 1934.
120. — Noui puncte fosilifere de pești oligoceni din România. *Notationes Biologicae*, Vol. II, No. 1, 1934.
121. — Ce este Flișul? *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 1936, Nr. 9.
122. — Contributions à la connaissance des conditions de sédimentation du Flysch. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* Vol. XVIII (1936—1937).
123. — La genèse des conglomerats. *Bull. Sect. Scient. Ac. Roum.* Vol. XVIII (1936—1937).
124. — Asupra cauzelor care au determinat marea lipsă a fosilelor în Fliș. *Bul. Soc. Nat. din Rom.* Nr. 12, 1938.
125. — Diatomitele. *Rev. științ. «V. Adamachi»*, 1942.
126. POPESCU GR. Observațiuni asupra brecciei sării și masivelor de sare din zona paleogen-miocenă a Jud. Prahova. *Comunic. Inst. Geol. Rom.* Ședința din 17.XII, 1943. (Inedit).
127. — Cercetări geologice în zona paleogenă dintre Teleajen și Buzău. *Comunic. Inst. Geol. Rom. Șed. din 1.II, 1949* (Inedit).
128. — Privire generală asupra zonei Flișului dintre V. Buzăului și V. Dîmboviței. *Comunic. Inst. Geol. Rom. Șed. din 22.II, 1949.* (Inedit).
129. POPESCU-VOITEȘTI I. Asupra relațiunii dintre pînza gresiei de Fusaru și pînza marginală. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1911.
130. POPESCU-VOITEȘTI I. și REINHARD M. Discuțiune asupra originii conglomeratelor cu roce verzi din terțiarul carpatic. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. II, 1911.
131. POPESCU-VOITEȘTI I. Descrierea geologică a regiunii petrolifere Zemeș—Taslău Sărat. *Annales des mines de Roumanie.* Vol. I, 1919, București.
132. — Aperçu sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj.* Vol. III, Nr. 1, 1929.
133. — Evoluția geologico-paleogeografică a pămîntului românesc. *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*, Vol. V, Nr. 2, 1935.
134. — Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V, 1942.
135. — L'âge des conglomerats de Pietricica, Gîrcina et de Pleșul des Subcarpathes Orientales. *C. R. Sciences Roum.* 18.XII.1943.
136. — Contributions à la stratigraphie du Flysch marginal de la vallée de la Bistrița. *C. R. Ac. Sciences Roum.* 15.V.1943.
137. PREDĂ D. M. Geologia regiunii subcarpatice din partea de Sud a districtului Bacău. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. VII, 1913. București, 1917.
138. — Geologia și tectonica părții de răsărit a Jud. Prahova. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—24). București, 1925.



139. PREDĂ D. M. Observaţiuni cu privire la prezenţa Diatomeelor în Oligocenul din Carpaţi. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII (1929—1930). Bucureşti, 1931.
140. — Le problème des schistes noires dans les Carpathes Orientales. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XVII, 1932.
141. PROTESCU O. Asupra originii unor gresii cu hieroglife. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. 1 II, Bucureşti, 1912.
142. — Contribuţiuni la studiul faunei de Foraminifere terţiare din România. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX (1915—1920). Bucureşti, 1922.
143. — Structura geologică a regiunii Buzăului cuprinsă pe foile Beciu, Scheia, Ivăneţu. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI (1922—1923). Bucureşti, 1923.
144. — Zăcămintele de cărbuni plioceni din regiunea de curbură a Subcarpaţilor răsăriteni. *St. Techn. Econ. Inst. Geol. Rom.* Vol. III, f. 6. Bucureşti, 1929.
145. — Étude géologique et paléontologique de l'ambre roumaine. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III, 1937.
146. — Restes des insectes fossiles dans le Tertiaire roumain. *C. R. Ac. Sciences Roum.* III. 1938, Nr. 5.
147. PAZDRO Z. Les Bryozoaires fossiles des schistes ménilitiques de Skalník et leur signification pour la stratigraphie. *Kosmos*, 1929.
148. — Les couches de Şipote à Hryníawa. *Kosmos*, 1935.
149. ROGALA W. Sur la faune et l'âge des couches de Popiele. *Kosmos*. Vol. 50, fasc. II—III, 1925.
150. — Sur la faune et l'âge des couches de Polania. *Kosmos*. Vol. 50, fasc. IV, 1925.
151. SIMIONESCU I. Sur l'origine des conglomérats verts du tertiaire carpathique. *Ann. Sc. Un. Jassy*, Tome VI, fasc. 4. Iaşi 1910.
152. ŞTEFĂNESCU D. Cercetări geologice în basinul superior al râului Suceava (Bucovina). *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. X (1921—22) Bucureşti, 1927.
153. — La zone du Flysch carpathique en Bucovine entre Păltinoasa et Cîmpulung de Moldavie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. III. Bucureşti, 1937.
154. ŞTEFĂNESCU GR. Relaţiune sumară de lucrările biroului geologic, pe anul 1884. *An. Bir. Geol.* anul al II-lea 1884, No. 1, Bucureşti, 1886.
155. ŞTEFĂNESCU S. Étude sur les terrains tertiaires de Roumanie. (Thèse). Lille, 1897.
156. STOICA C. Paleogenul din Valea Sibiciului (Jud. Buzău). *Rev. Muz. Geol. Min. Cluj*. VIII, No. 1, 1943—1944.
157. SWIDERSKI B. Nouvelles recherches géologiques dans les Karpathes de Pokucie. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. IV, Livraison 1—2, Warsowie. 1927.
158. — Sur la géologie des avant-pays des Karpathes Orientales Polonaises. *Ann. de la Soc. Géol. Pol.* Tome XII, *Kosmos*, 1938.
159. SWIDZINSKI H. Quelques problèmes géologiques concernant les Karpathes Orientales. *C. R. Serv. Géol.* No. 45, 1936.
160. TEISSEYRE W. Zur Geologie der Bacauer Karpathen. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.*, XLVII, 1897.
161. TEISSEYRE H. Sur la structure géologique des Karpathes de Dukla. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. VII, 12, Varşovia, 1932.
162. — Sur la structure géologique des environs de Zabie. *Serb. Géol. des Karpasches*. Biuletyn 28, Varşovia.
163. TIETZE E. Einige Notizen aus dem nordöstl. Ungarn. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 1885.
164. — Zur Frage der exotischen Blöcke in den Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.*, Wien, 1885.

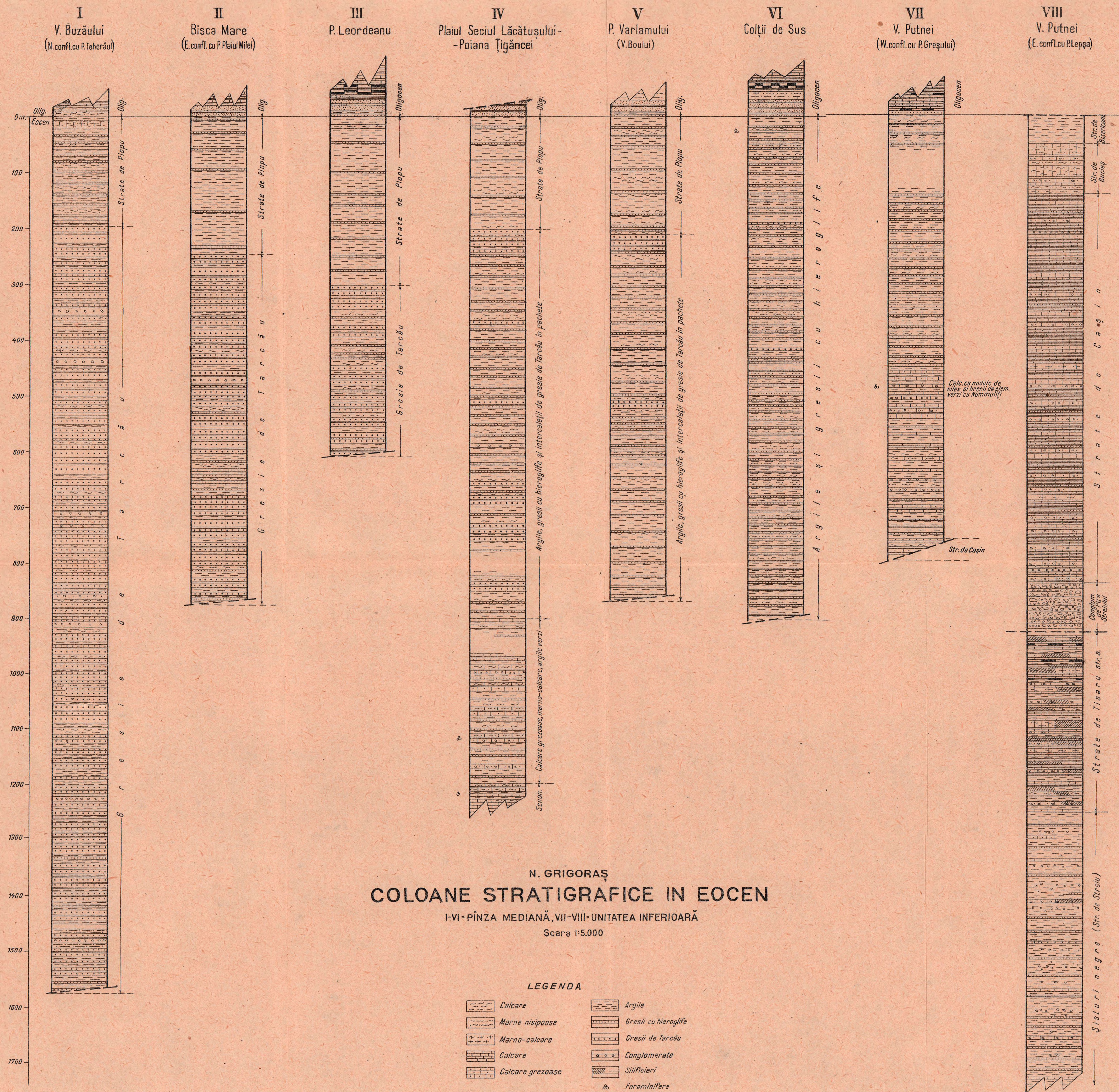


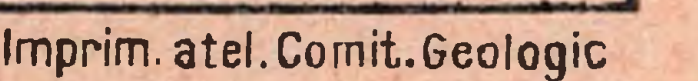
165. TOLWINSKI K. Géologie de la zone méridionale de l'avant-pays des Karpathes polonaises Orientales. *Bull. Serv. Géol. Pol.* Vol. IV, Livraison 1—2, Varşovia, 1927.
 166. — Géologie des Karpathes Polonaises Orientales, de Boryslaw jusqu'au Pruth. *Serv. Géol. Pol. Stat. de Boryslaw*, 1927.
 167. — Ueber einige tektonische Phaenomene im polnisch-rumänischen Karpathenvorlande. *Przemysl. Naftowy* 10 III, No. 5, 1928.
 168. VASOEVICI N. B. Flişul și metodică studierii lui. 1948.
-





Institutul Geologic al României





CERCETĂRI GEOLOGICE IN SARMAȚIANUL PODIȘULUI MOLDOVENESC DE NIC. MACAROVICI

S U M A R

I. Regiunea Huși—Fălciu	221
Sarmațianul	222
Meotianul	226
Cuaternarul	228
Contribuțiuni paleontologice	229
Concluzii generale	232
Bibliografie	233
II. Regiunea Fălțiceni—Pașcani	234
Sarmațianul inferior (Volhynianul)	234
Sarmațianul mediu	240
Terase	242
Tectonica regiunii	243
Concluzii	243
Bibliografie	243
III. Regiunea Rădăuți—Suceava	244
Valea Sucevei	245
Afluenții de pe stînga Sucevei	247
Afluenții de pe dreapta Sucevei	247
Terase	249
Concluzii	249
Bibliografie	250

I. REGIUNEA HUȘI—FĂLCIU

În anul 1938, am fost informat de I. GUGIUMAN că la Hoceni (la sud de Huși) se găsesc gresii calcaroase cu fosile de tip sarmațian. În excursia ce am făcut-o împreună, în anul următor (1939), am găsit că aceste gresii conțin



Mactra bulgarica TOULA și alte Mactre, a căror listă o voi da la locul cuvenit. Aceste Mactre arată prezența indiscutabilă la sud de Huși, a Sarmațianului superior, caracterizat prin tipul de faună cunoscut acestui subetaj (1). Extinzându-mi cercetările, am găsit și alte localități, în afară de Hocenii, unde am putut determina prezența Sarmațianului superior. Regiunea, pe care am cercetat-o, se întinde la sud de Huși, fiind limitată la W de V. Elanului și de unii din afluenții acestuia, iar la E de V. Prutului ¹⁾.

În ceea ce privește geologia regiunii acesteia, în afară de o notă asupra unor Mamifere fosile, găsite în argilele meoțiene de la Giurcani (pe V. Elanului), notă în care presupunem (2) că nisipurile de sub aceste argile nu pot fi atribuite decât Sarmațianului superior, nu se mai cunosc decât datele hărții geologice a Institutului Geologic al României, la scara 1 : 500.000. În această hartă formațiunile mai vechi se consideră de la sud de Huși, în mod nehotărât, ca aparținând la Sarmațian și Meoțian. Nu se poate spune că felul acesta de vedere constituie o lipsă prea mare, ci ne arată numai o regiune care nu este bine cunoscută.

Studiul ce-l prezentăm aici nu intră în amănunte; este, în linii generale, rezultatul unor recunoașteri făcute pe teren, în mai 1939. În regiunea cercetată se pot distinge, din punct de vedere al formațiunilor stratigrafice, următoarele etaje: Sarmațianul (asupra căruia vom stăruia mai mult), Meoțianul și terasele.

SARMAȚIANUL

Acest etaj este reprezentat în regiunea noastră prin subetajul său mijlociu, care a fost semnalat și de M. DAVID (3), și prin subetajul superior, care a fost menționat cu anticipație de noi (2) și de I. ATANASIU (4, 5) tot după datele noastre. Între aceste două subetaje, este un « orizont de trecere », pe care l-am numit « orizontul Nisipurilor de Mingir ».

Sarmațianul mijlociu. În ceea ce privește acest subetaj, vom semnala numai limita lui sudică, pe care am găsit-o pe Prut, cu 2 — 3 km mai la sud de Pogănești (raionul Huși).

În partea de nord a satului Pogănești, între vii, sub prundișurile terasei superioare de pe dreapta Prutului (de la alt. de 100 m), sînt nisipuri galbene, cu intercalații de gresii dure, cenușii, în care am găsit următoarele forme fosile:

Mactra fabreana D'ORB.

Mactra naviculata BAILY

Modiola naviculata DUBOIS

Tapes cfr. *vasluiensis* SIM.

¹⁾ Localitățile ce sînt menționate în această lucrare se găsesc trecute pe harta geologică Sc. 1 : 500.000, editată de Institutul Geologic al României, Foaia 3b, București, 1937.



Cardium fittoni D'ORB.
Cardium sp.
Donax sp.
Pholas sp.
Cerithium disjunctum SOW.
Buccinum ignobile KOL.

Către apus de Pogănești se văd gresii oolitice (la sud de satul Valea Grecului) în care I. GUGIUMAN a găsit formele:

Mastra vitaliana D'ORB.
Mastra fabreana D'ORB.
Cardium fittoni D'ORB.
Donax dentiger EICHW.

Aceleași forme au fost găsite de I. GUGIUMAN și în nisipurile de pe Valea lui Ivan, localitate situată cu câțiva km mai la apus de satul Valea Grecului.

Toate formele menționate din localitățile de mai sus, arată prezența Sarmațianului mijlociu de tipul Scheia, adică aproximativ partea cea mai superioară a acestui subetaj.

Din cele ce am putut urmări pe teren, nu s-ar putea determina pe bază de fosile, limita sudică a Sarmațianului mijlociu pe V. Prutului, mai la miazăzi de confluența acestuia cu Pîrîul Huși.

În schimb, se prinde o trecere treptată spre Sarmațianul superior. Această trecere se observă cel mai bine pe cursul inferior al Pîrîului Lăpușna, între satele Toporu și Mingir. «Orizontul de trecere» cu aspectul faunistic de la Mingir, apare la SE de Huși, în D. Volosenilor, constituit din argile cu intercalații nisipoase, din care intercalații am colecționat, cam pe la altitudinea de 100 m, valve rău păstrate de *Mastra* cfr. *seducta* (KOL.) SIM., *Mastra* cfr. *mingirensis* n. sp., *Mastra* cfr. *intermedia* N. MAC., *Solen* sp.

Ceva mai la apus de D. Volosenilor, cu vreo 4 — 5 km, pe P. Drislăvăț, cam tot la aceeași altitudine, am găsit nisipuri în care se pot recunoaște resturi de *Mastra mingirensis* n. sp.

Acest «orizont de trecere» se mai găsește apărînd fosilifer pe dreapta Prutului, între Lunca Veche și Pojorâni. Aici, pe versantul răsăritean al Dealului Lunca Banului, pe rîpa Hîrtopul (N de Pojorâni), apar la bază argile nisipoase albastrii peste care urmează nisipuri galbene. În partea inferioară a acestor nisipuri, la altitudinea de 90 m, este o intercalație de nisip feruginos, în care am recunoscut valve rău păstrate de *Mastra* cfr. *seducta* (KOL.) SIM. și de *M.* cfr. *tapessiformis* n. sp.

Deasupra acestor nisipuri, către vîrfurile dealului, chiar la W de satul Lunca Veche, este o carieră, cam la altitudinea de 130 m, de unde se scoate o gresie cenușiu-negricioasă, care probabil că reprezintă Sarmațianul superior propriu-zis.



« *Orizontul de trecere* » (orizontul Nisipurilor de Mingir) pare a avea limita lui sudică la vreo 10 km spre SW de Pojorăni, la Mușata. Pe rîpele satului Mușata se văd, sub 60 m altitudine, argile nisipoase care, în unele locuri, conțin cristale mari de gips, cum este, de pildă, la N de acest sat, în rîpele de lîngă cimitir.

Deasupra acestor argile urmează o mică intercalație de prundiș, în care am recunoscut sfărîmături de *Mactra* cfr. *tapessiformis* n. sp., pe la 60 m altitudine. Mai sus urmează nisipuri.

Acest profil se menține și la S de Mușata, la Rănceni, cu singura deosebire că ceva mai sus de 60 m altitudine am găsit în nisipuri, *Helix* sp. și *Unio* sp., iar în nisipurile superioare, pînă pe la 90 m altitudine, se întîlnesc lentile de gresii negricioase, care se exploatează într-o carieră mică.

Desigur că aceste nisipuri superioare nu pot fi atribuite decît Sarmațianului superior. Dacă ținem seamă de faptul că, pe rîpele de la Stuhuleț (la SW de Mușata), I. GUGIUMAN a găsit un metatars de *Hipparion gracile* KAUP., trebuie să admitem aici și prezența păturilor meoțiene cu Mamifere, dar care probabil că sînt ceva mai sus de 100 m altitudine, urmînd discordant peste Sarmațian.

Ca încheiere, putem spune că « orizontul de trecere » dintre Sarmațianul mijlociu și cel superior prezintă un facies nisipos litoral, în care persistă o serie de forme de apă cu salinitatea mai accentuată și care vin din Sarmațianul mijlociu, cum este *Mactra seducta* (KOL.) SIM. Tot odată apar și forme noi, care par a nu persista mai departe în Sarmațianul superior, ca: *Mactra mingirensis* n. sp., *M. podolica* (EICHWALD) LASKAREW (6) și *M. tapessiformis* n. sp., alături de *M. intermedia* N. MAC. care rămîne, pe lîngă alte Mactre, să caracterizeze apoi Sarmațianul superior.

Sarmațianul superior. Acest subetaj este relativ ușor de determinat la sud de Huși și îl găsim concordant peste « orizontul de trecere » la sud de satul Voloseni, în D. Largii. Din nisipurile ce se găsesc aici am determinat următoarele forme:

Mactra orbiculata N. MAC.

Mactra orbiculata var. *tumida* N. MAC.

Mactra mingirensis n. sp.

Helix sp.,

Planorbis sp.,

Unio sp.

Sfărîmături de Mactre de același tip se văd și în nisipurile argiloase de la răsărit de Voloseni.

Un profil interesant găsim în D. Schiopenilor, de la E de satul cu același nume. Pe versantul estic al acestui deal (spre Davidești) se văd nisipuri cu intercalațiuni de gresii care sînt deschise aici între 120 și 200 m altitudine.



Într-o astfel de intercalație de gresii, pe la altitudinea de 150 m, am recunoscut formele:

Macra cfr. *bulgarica* TOULA

Macra supernaviculata N. MAC.

Helix cfr. *involutiformis* SINZ.

Helix cfr. *bidens* CHEMN.

În nisipurile de deasupra acestor gresii am găsit sfărâmături de *Unio*. Pentru completarea profilului trebuie să trecem pe versantul vestic al Dealului Schioplenilor, precum și pe D. Popii, la N de satul Schiopleni. Aici dăm de o deschidere în care, începînd de la 200 m altitudine, se văd nisipuri albe, fin stratificate și cu concrețiuni mici de gresie. Foarte aproape de altitudinea 260 m am găsit o intercalație de argilă nisipoasă cu *Unio wetzleri* DUNKER, *Unio* cfr. *radiatodentatus* SINZ. (ambele forme se pot întîlni și în Sarmațianul superior), apoi *Unio* sp., *Helix* sp. și *Planorbis* sp.

Între 260 și 270 m altitudine urmează nisipuri cu concrețiuni de gresie vînată, de tip Bunești, avînd pe la mijlocul lor o intercalație subțire de gresie argiloasă, galbenă-portocalie.

Pe versantul drept al Văii Schioplenilor, în D. Recea, am găsit pe la 240 m altitudine, tot nisipuri cu intercalații de gresii cenușii, care conțin *Helix* sp.

Astfel de nisipuri se pot vedea și mai spre N, pe la 240 — 250 m altitudine, în D. Rusca de lîngă satul cu același nume. Nisipurile inferioare de sub 200 m altitudine apar și aici, însă mai la S, în cuprinsul satului Schiopleni, lîngă șoseaua care duce spre Urlați—Grumezoaia.

Profilul pe care l-am dat mai sus se poate urmări și pe D. Seaca, dintre satele Grumezoaia și Sișcani.

Sarmațianul superior fosilifer apare însă caracteristic la Hoceni, pe versantul apusean al Dealului Dumbrava, în vecinătatea imediată a locului unde a fost iazul acestui sat. Aici vom găsi (între 130 și 220 m alt.) următorul profil:

1. La bază, nisipuri albe-cenușii (4 — 5 m grosime);
2. Gresie friabilă, ușor oolitică, alunecată în parte (0,60 m grosime), din care am determinat *Macra orbiculata* N. MAC., *Macra supernaviculata* N. MAC., *Macra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV, *Macra bulgarica* TOULA;
3. Nisipuri gălbui, cu unele intercalații subțiri argiloase și cu lentile mici de gresii, care se ridică pînă la 220 m altitudine;
4. Lehmuiri.

Același profil îl vom recunoaște și pe V. Oțeleni, în rîpele de lîngă Deleni, unde pe la altitudinea de 140 m, am găsit în nisipuri o intercalație de lumașel foarte friabil (în grosime de 10 — 15 cm), din care am determinat *Macra orbiculata* N. MAC.

Faciesul nisipos al Sarmațianului superior se poate urmări încă mult timp către S, pe V. Elanului, între Hurdugi și Giurcani, și la răsărit de această vale, în regiunea Mușata—Rînceni, însă este foarte rar fosilifer. În schimb, peste

nisipurile acestui subetaj apare orizontul meoțian cu Mamifere, de care ne vom ocupa la capitolul următor.

În concluzie, putem spune că Sarmațianul superior este reprezentat în regiunea noastră printr-un facies litoral-neritic, ca și în sudul Uniunii Sovietice (pe N stru). Acest facies însă pare să reprezinte numai baza Sarmațianului superior. Dacă ne ridicăm spre N de Schiopeni încep să apară, în continuitate de sedimentare, Nisipurile de Bunești cu structură încrucișată pe care le putem urmări în regiunea Hușilor și spre N de această localitate.

La Bunești, am găsit în nisipurile cu concrețiuni grezoase din Dealul Viei, ceva mai jos de 300 m alt., o intercalație de nisip argilos, în care am recunoscut *Unio wetzleri* DUNKER. Cu alte cuvinte, se poate interpreta, fără a greși, că Nisipurile de Bunești (cu facies fluvio-lacustru) se întind și la S de Huși, pînă în regiunea Schiopeni, mai ales că *Unio wetzleri* DUNKER se găsește și în intercalațiile argiloase din Dealul Popii.

După M. DAVID (3), Nisipurile de Bunești aparțin Meoțianului, însă, ar putea tot atît de bine să aparțină, cel puțin în partea lor inferioară, și Sarmațianului superior. Aceasta înseamnă, în mod logic, că așa zisul orizont « Aktschaghylian », creat de M. DAVID (3), trebuie definitiv desființat ca suborizont al Meoțianului și considerat în întregime la Sarmațianul mijlociu, așa cum susține și I. ATANASIU (4). După lista de faună ce ne-o dă M. DAVID (3) pentru « Aktschaghylian », rezultă că în acest orizont s-a produs o îndulcire a apelor de la sfîrșitul Sarmațianului mijlociu, prin apariția de specii de *Planorbis* și de *Lymnaeus*, ceea ce nu este nimic extraordinar. Ne arată numai pregătirea mediului de apă foarte îndulcită, care a predominat în timpul Sarmațianului superior.

MEOȚIANUL

Acest etaj a fost semnalat pentru prima dată, în Moldova sudică, de I. SIMIONESCU (7, 8), prin descrierea unor Mamifere meoțiene de la Zorleni. Astfel de Mamifere au fost descrise mai tîrziu și de R. SEVASTOS (9), de la Fundul Văii—Ruseni—Plopana (fostul jud. Tutova), iar noi am făcut același lucru, în 1938 pentru niște oase găsite la Giurcani (2).

Atît la Zorleni cît și la Giurcani, Meoțianul este reprezentat prin același facies petrografic, adică prin argile nisipoase cenușii-verzui.

De la Zorleni, I. SIMIONESCU (7, 8) a descris măsele de *Hipparion gracile* KAUP. și de *Gazella brevicornis* ROTH et WAGNER. De la Giurcani am descris (2) *Gazella desperdita* var. *caprina* PAVL. și *Hipparion gracile* KAUP. Pe lângă cîteva specii de *Helix*, R. SEVASTOS a mai descris (9) din gresiile meoțiene de la Fundu Văii—Ruseni—Plopana, măsele de *Hipparion gracile* KAUP. și o masea de la un *Rhinoceros* (probabil un *Aceratherium incisvum* KAUP.).

Pentru lămurirea faptelor, să reamintim profilul pe care l-am găsit la Giurcani. Acesta este următorul (2, p. 154):



1. La bază, începînd de la alt. de 50 m, nisipuri albe-gălbui, nefosilifere, pe o grosime de cca 30 m, pe care le atribuim Sarmațianului superior;
2. Argile nisipoase, la alt. de 80 m, cenușii-verzui, cu concrețiuni verzui grezoase și cu oase de *Hipparion gracile* KAUP. și de *Gazella deperdita* GAUDRY (Meoțian);
3. Prundișuri subțiri (probabil de terasă), la altitudinea de 100 m;
4. Pămînt negru.

Argile meoțiene nisipoase, cenușii-verzui, din acest profil, se pot urmări pe V. Elanului atît spre S de Giurcani, cît și spre N de acest sat. Astfel, la S de Giurcani, se pot observa pe V. Oiții, ceva mai jos de alt. 100 m, în apropiere de Murgeni, la baza profilelor, iar la N de Giurcani, argilele meoțiene urmează peste tot deasupra nisipurilor Sarmațianului superior și se pot urmări pînă în regiunea satului Hurdugi. Se mai văd bine deschise pe rîpile de la Popeni, de la Poșta Elanului, de la Gușeței, etc., avînd uneori deasupra lor, prundișuri subțiri, cum este la Raiul, Gușeței, etc.

La Hurdugi, argilele meoțiene cu Mamifere ies de sub lehmuri în rîpile de la răsărit de sat, pe la 140 — 150 m alt. Aici, în aceste argile, am găsit oase incomplete și o masea inferioară de *Hipparion gracile* KAUP. În afară de V. Elanului, argilele nisipoase meoțiene se pot determina, în mod sporadic, și pe alte văi. Așa, la SE de Hurdugi, am arătat mai sus, că aceste pături își arată prezența la Stuhuleț, unde s-a găsit un metatars de *Hipparion gracile* KAUP.

Oase de Mamifere de tip meoțian s-au găsit (de I. GUGIUMAN) și pe Valea Dobrinei, la apus de Huși. O masea de *Hipparion gracile* a fost găsită (tot de I. GUGIUMAN) alături de forme rău păstrate de *Helix*, *Planorbis* și *Unio* (de tipul *Unio novorossicus* SINZ.) în Dealul Lohanului, lângă Epureni (la NW de Huși).

În concluzie, putem spune că Meoțianul este reprezentat în regiunea noastră prin orizontul cu Mamifere; însă, fiind slab fosilifer, nu se poate determina decît sporadic, dar îndeostul spre a ne arăta că apele acestui etaj s-au întins pe o zonă continuă și destul de largă între Prut și Carpați, dacă ținem seama și de bazinul de aceeași vîrstă, de la Comănești-Bacău (10, 11).

Pentru regiunea noastră, limita sudică a orizontului meoțian cu Mamifere pare a fi la o linie ce se poate duce între Murgeni și Zorleni, prelungindu-se spre apus pînă în Carpați.

I. ATANASIU (4) interpretează, după cele ce se cunosc în regiunea Bacău și după profilul dat de SEVASTOS (9) de la Fundu Văii—Ruseni, că acest orizont cu Mamifere meoțiene ar urma în ordinea stratigrafică deasupra păturilor cu *Dosinia exoleta* L., prin urmare ar aparține Meoțianului superior.

După cele ce ne arată însă A. ALEXEJEW (17) în sud-vestul Uniunii Sovietice, între Bug și Nistru, orizontul cu Mamifere meoțiene se găsește în continuitate laterală cu păturile cu *Dosinia* din această regiune, așa că este foarte greu de stabilit, după datele ce le avem pînă acum, locul pe scara stratigrafică a acestui

orizont. Ar putea fi contemporan cu primul, adică cu orizontul cu *Dosinia* și tot atât de bine i-ar putea urma în timp. Până acum nu se cunosc profile geologice, care să ne dea o lămurire precisă în privința aceasta.

CUATERNARUL

Acestei epoci trebuie să atribuim lehmurile, care acoperă vârful dealurilor din regiunea noastră, și terasele. Asupra celor dintâi nu vom stăruî.

În ceea ce privește terasele, ne vom ocupa numai de acele pe care le-am găsit pe V. Prutului, din care trebuie să menționăm mai întâi *terasa superioară*. Această terasă, peste tot unde am găsit-o, este la cca 100 m altitudine. Așa este la Pogănești unde, la nord de acest sat, peste nisipurile Sarmatianului mijlociu, urmează prundișurile acestei terase. Am mai întâlnit prundișuri din terasa superioară, tot la aceeași altitudine (de cca 100 m), lângă Bozia și la sud de Rînzești. Din prundișurile acestei terase, de pe dreapta Prutului, nu putem cita ca faună decât oase de Vertebrate, indeterminabile.

I. GUGIUMAN a identificat deasemeni pe dreapta Prutului, prundișuri din terasa superioară la Voloseni, Oțetovaia și Berezeni.

Dacă trecem la *terasa mijlocie*, putem spune că I. GUGIUMAN a stabilit că pe dreapta Prutului aceasta se găsește la 60 — 65 m alt., identificând prundișuri din ea, la Voloseni, Budu—Stănițești, D. Telefon—Vetrișoia, D. Pietrări—Berezeni și pe D. Copăceni—Bogdănești.

Pe dreapta Prutului, am mai întâlnit apoi, în mai multe locuri, prundișuri din *terasa inferioară* și anume, la Gura Sărăței, la Bozia, la Tg. Fălciu, lângă podul de peste Prut și la sud de acest ținț, la Hrăniceni. Peste tot, prundișurile acestei terase se găsesc între 30 și 40 m altitudine.

În prundișurile terasei inferioare de la Gura Sărăței am găsit *Corbicula fluminalis* MÜLLER. Aceeași formă am găsit-o și în prundișurile terasei inferioare de la Bozia, alături de *Unio tumidus* RETZ. Este interesant profilul ce-l prezintă această terasă lângă podul de peste Prut, de la Tg. Fălciu, care este următorul:

1. La bază, argilă albastră nefosiliferă; ca vîrstă aparține probabil Sarmatianului superior și formează fundamentul terasei. La suprafața acestei argile sînt izvoare de apă.

2. Prundișuri (1 m grosime) cu *Corbicula fluminalis* MÜLLER, *Lithoglyphus naticoides* PFEIFFER, apoi *Cerithium*, *Cardium* etc., forme remaniate.

3. Nisip argilos, fin stratificat (1,5 m grosime).

4. Prundișuri (1 m grosime), cu forme fosile (*Prosodacna*) remaniate din Dacian.

5. Lehm (2 — 3 m grosime).

Este de notat faptul că prundișurile de la punctul 4 ne arată existența în imediata apropiere, spre nord, a păturilor daciene.

În terasa inferioară de la Hrăniceni, cel puțin în punctele unde am cercetat, n-am găsit faună.



Prezența formei *Corbicula fluminalis* MÜLLER în prundișurile terasei inferioare nu dovedește că această terasă este mai veche decât Würmianul. În prundișurile de Ciric (4, p. 172 — 173) de lângă Iași, *Corbicula fluminalis* MÜLLER se găsește alături de *Elephas primigenius* și de *Rhinoceros* (probabil *tichorhinus*). Ultimele două forme fosile de Mamifere ne arată Pleistocenul cel mai superior.

Dacă ținem seamă de faptul că în alte terase inferioare, cum ar fi cele ale Bîrladului și afluenților lui, nu se găsește *Corbicula fluminalis*, înseamnă că pe Prut acest Lamelibranchiat a persistat ca formă relictă pînă la sfîrșitul Pleistocenului.

CONTRIBUȚIUNI PALEONTOLOGICE

Din punct de vedere faunistic, în regiunea noastră este interesantă fauna de Mactre ce se găsește în «orizontul de trecere» (Orizontul Nisipurilor de Mingir) și în Sarmațianul superior, Mactre din care unele sînt forme noi, nedescrise încă.

În fauna «orizontului de trecere» de la Sarmațianul mijlociu la cel superior, adică a «nisipurilor de Mingir» am găsit că prezintă interes formele:

Macra naviculata BAILY

Macra mingirensis n. sp.

Macra seducta SIMIONESCU

Macra tapessiformis n. sp.

În ceea ce privește Mactrele din Sarmațianul superior sînt interesante formele:

Macra supernaviculata N. MAC.

Macra intermedia N. MAC.

Macra bulgarica TOULA

Macra orbicula N. MAC.

Macra orbiculata var. *tumida* N. MAC.

Macra caspia var. *sinzowi* A. PAVLOV

spre a arăta că este o mare identitate între acestea și cele ce sînt cunoscute în mod obișnuit în Sarmațianul superior.

1. *Macra naviculata* BAILY

(Pl. I, fig. 1)

Bibliografie și diagnoză: I. SIMIONESCU (13, p. 153, pl. XI, fig. 31) și N. MACAROVICI (12, p. 504, pl. VI, fig. 1—4).

Exemplele atribuite acestei specii provin din «orizontul de trecere» adică din «nisipurile de Mingir» și sînt de foarte multe ori identice cu cele descrise și figurate de KOLESNIKOV (15, p. 57, pl. VI, fig. 11 — 16) sub numele de *M. naviculata* BAILY.



Această specie se recunoaște după umbonul ei ascuțit și după forma ei îngustă, mult alungită și subțiată spre partea posterioară. Prin acest ultim caracter se poate deosebi ușor de alte *Mactre*, care au partea posterioară puțin alungită. Țițina este prevăzută cu dinți relativ robuști. Este de observat că conturul valvelor variază cu vârsta, adică nu se mai păstrează același la valvele mari. Dimensiuni: lungimea 19 mm; înălțimea 13,5 mm; grosimea 4 mm.

2. *Mactra mingirensis* n. sp.

(Pl. I, fig. 2—3)

1903. *Mactra podolica* LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11—14).

1925. *Mactra eichwaldi* KOLESNIKOV (15, p. 3).

1935. *Mactra eichwaldi* (KOLESNIKOV non IJTCHENKO) N. MACAROVICI (12, p. 500, pl. IV, fig. 7—8, 10).

Valve subțiri, inechilaterale, alungite, carenate, ușor bombate, croșetul mic și îndreptat înainte. Partea anterioară și cea ventrală curbată, cea posterioară truncată. Platoul cardinal cu dentiție subțire, lamelară. În valva stângă, dintele cardinal mic și bifurcat. Dintele lateral anterior foarte mic și lamelar, cel lateral posterior tot lamelar, însă mult mai lung decât cel anterior. În valva dreaptă doi dinți mici cardinali, un dinte mic lamelar lateral anterior și doi dinți laterali posteriori scurți și lamelari. Impresiunile musculare foarte superficiale, linia paleală fină.

Specia aceasta, care se întâlnește în cantități importante în « orizontul de trecere » (orizontul Nisipurilor de Mingir), este aproape identică cu *Mactrele* figurate de LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11 — 14) și care provin din colecția lui EICHWALD, fiind culese de acest autor din regiunea Pîriului Jagorlyk afluent pe stînga Nistrului și care se varsă în acesta la nord de Dubosari, (U.R.S.S.).

Mactra mingirensis n. sp. pare a deriva din *M. podolica* COBÎLCESCU cu care are, după aspect, unele afinități. *M. mingirensis* n. sp. caracterizează păturile de trecere dintre Sarmațianul mijlociu și cel superior. A fost colecționată de noi de la Voloseni, din nisipurile din D. Largii.

Această specie am descris-o întâi (12) sub numele de *M. eichwaldi* KOL. (non IJTCHENKO), judecînd după faptul că KOLESNIKOV (16, p. 3) a dat acest nume pentru formele figurate de LASKAREW (6, p. 89, pl. IV, fig. 11 — 14) și provenite din regiunea Pîriului Jagorlyk, dar care nu au nimic comun cu formele figurate de IJTCHENKO (14) în 1934, sub numele de *M. eichwaldi* LASK. și apoi de KOLESNIKOV (15), în 1935, sub același nume și care reprezintă cu totul altă formă. *M. mingirensis* n. sp. nu are nimic comun nici cu *M. eichwaldi* LASK., descrisă și figurată de I. SIMIONESCU (13, p. 155, pl. IX, fig. 150, text). Dimensiuni: lungimea 11 — 22,6 mm; înălțimea 8,7 — 15,7 mm; grosimea 2,3 — 4,8 mm.



3. *Macra seducta* (KOL.) SIMIONESCU

(Pl. I, fig. 4—6)

1940. *Macra seducta* (KOL.) I. SIMIONESCU (13, p. 150, pl. XI, fig. 16—17).

Unele exemplare de *Macra* de talie mică, din « nisipurile de Mingir » se apropie foarte mult de formele figurate de I. SIMIONESCU sub numele de *M. seducta* KOL. Formele prezentate însă de acest autor nu sînt identice cu cele figurate și descrise sub acest nume de KOLESNIKOV (15) din Caucaz, lipsindu-le prelungirea caracteristică a unghiului inferior posterior.

Dimensiuni: lungimea 13 — 15 mm; înălțimea 11 — 13,5 mm; grosimea 4 — 5 mm.

4. *Macra tapessiformis* n. sp.

(Pl. I, fig. 7—10)

Valve mici bombate, groase, alungite, partea lor anterioară foarte scurtă în comparație cu cea posterioară. Conturul valvei se apropie foarte mult de cel al valvelor de *Tapes gregarius* var. *dissita* EICHW. Croșetul este dat mult spre partea anterioară. Linii: de creștere de la exterior sînt subțiri și inegale.

Țițina este prevăzută cu dinți mici, dar viguroși. În valva stîngă dintele cardinal este mic; la fel și dinții laterali care sînt alungiți. În valva dreaptă dintele cardinal este mai mic decît cel din valva stîngă. În schimb, dintele posterior intern este mai viguros decît cel din valva stîngă. Dintele lateral extern din valva dreaptă este subțire și deabia observabil.

Această specie se întîlnește relativ des în « orizontul nisipurilor de Mingir ».

Dimensiuni: lungimea 16 — 17,5 mm; înălțimea 11,5 — 13 mm; grosimea 4,5 — 5 mm.

5. *Macra supernaviculata* N. MAC.

(Pl. I, fig. 11)

1935. *Macra supernaviculata* N. MACAROVICI (12, p. 507, pl. VI, fig. 25—29).1940. *Macra supernaviculata* N. MACAROVICI (1, p. 216, pl. I, fig. 7—12).

Acestei specii aparțin unele exemplare de *Macra* pe care le-am găsit în lumășelul de la Hoceni, precum și în « orizontul nisipurilor de Mingir ».

Formele tinere ale acestei specii sînt aproape identice cu cele de *Macra* cfr. *subcaspia* ANDR., descrise din Sarmațianul mijlociu de către I. SIMIONESCU (13, p. 157, pl. VII, fig. 57).

Dimensiuni: lungimea 17,5 mm; înălțimea 12 mm; grosimea 2,5 mm.

6. *Macra intermedia* N. MAC.

(Pl. I, fig. 12—15)

1935. *Macra intermedia* N. MACAROVICI (12, p. 507, pl. VII fig. 11—12).

În « Nisipurile de Mingir » se găsesc destul de multe valve de *Macra* care, se apropie de această specie, diferind de forma tipică prin mici variațiuni. Unele din aceste variații tind către *Macra bulgarica* var. *elongata* N. MAC.



Dimensiuni: lungimea 11,5 — 16 mm; înălțimea 8,4 — 12 mm; grosimea 1,9 — 3,5 mm.

7. *Mactra bulgarica* TOULA

Bibliografie și diagnoză: I. SIMIONESCU (13, p. 150—151, pl. XI, fig. 18—21, 25).

Cele mai tipice exemplare pentru regiunea noastră le-am întâlnit în lumașelul de la Hoceni.

8. *Mactra orbiculata* N. MAC.

1935. *Mactra orbiculata* N. MACAROVICI (12, p. 507, pl. VII, fig. 1—4).

1940. *Mactra orbiculata* N. MACAROVICI (1, p. 216, pl. 1, fig. 16—19).

În lumașelul Sarmațianului superior de la Hoceni, cum și în nisipurile de aceeași vîrstă, din D. Largii, de la Voloseni, se găsesc o serie de Mactre care sînt identice cu această specie.

9. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. MAC.

1935. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. MACAROVICI (12, p. 508, pl. VII, fig. 5—10).

1940. *Mactra orbiculata* var. *tumida* N. MACAROVICI (1, p. 217, pl. I).

Această varietate se poate identifica atît în lumașelul de la Hoceni, cît și în nisipurile de aceeași vîrstă din D. Largii de la Voloseni.

10. *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV

(Pl. 1, fig. 19)

1935. *Mactra sinzowi* A. P. PAVLOV, N. MACAROVICI (12, p. 506, pl. VII, fig. 19—24).

1940. *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV, N. MACAROVICI (1, p. 215, pl. I, fig. 1—6).

Sînt unele forme mai rar întîlnite în lumașelul de la Hoceni, care sînt identice cu această varietate. Formele noastre au valvele relativ subțiri; sînt de talie mică, slab carenate, echivalve, cu coaste de creștere regulate pe partea lor externă. Dentiția este identică cu cea de formă tipică.

Dimensiuni: lungimea 15 mm; înălțimea 12 mm; grosimea 3 mm.

CONCLUZII GENERALE

În regiunea de la sud de Huși, dintre V. Elanului și Prut, se întîlnesc următoarele formațiuni geologice: Sarmațianul mijlociu (Basarabianul), Sarmațianul superior (Khersonianul), Meotianul și Cuaternarul. Ca o particularitate, între Basarabian și Khersonian se găsește un « orizont de trecere », pentru care am propus denumirea de « orizontul Nisipurilor de Mingir ». Acest orizont se caracterizează prin *Mactra mingirensis* n. sp., *M. tapessiformis* n. sp. și *M. naviculata* BAILY.



Meoțianul se caracterizează prin faciesul argilo-nisipos, cu fauna de Pikermi așa de bine cunoscută în sud-estul Uniunii Sovietice.

În Cuaternar este de remarcat prezența formei *Corbicula fluminalis* MÜLLER pe terasa inferioară a Prutului, ceea ce ne arată persistența acestei forme pe Prut, până în Pleistocenul superior.

BIBLIOGRAFIE

(privind regiunea Huși—Fălciu)

1. N. MACAROVICI. Recherches géologiques et paléontologiques dans la Bessarabie méridionale (U.R.S.S.). *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXVI, fasc. 1, p. 177—404, Iași, 1940.
- Asupra depozitelor pliocene din sudul Moldovei. *Ac. Rom. Mem. Sect. Șt. Ser. III*, T. VI, p. 151—168. București, 1929.
2. — Asupra faunei de mamifere terțiare de la Giurcani, jud. Fălciu. *Ac. Rom. Mem. Sect. Șt. Ser. III*, T. XIV, p. 149—155. București, 1938.
3. M. DAVID. Cercetări geologice în Podișul Moldovenesc. *An. Inst. Geol. Rom.*, IX, p. 75—219, București, 1922.
4. ION ATANASIU. Contributions à la géologie des Pays moldaves. *An. Inst. Geol. Rom.*, XX, p. 147—173. București, 1940.
5. — Le Sarmatien du Plateau Moldave. *An. Ac. Rom. Mem. Sect. Șt. Ser. III*, T. XX. București, 1945.
6. W. LASKAREW. Die Fauna der Buglowka-Schichten in Volhynien. *Mém. du Comité Géologique*, Nouvelle série, Livr. 5. St. Pétersb., 1903.
7. I. SIMIONESCU. Hipparion gracile en Roumanie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, II, p. 1—3. Iași, 1902.
8. — Sur quelques Mammifères fossiles trouvés dans les terrains tertiaires de la Moldavie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, III, p. 21—25. Iași, 1904.
9. R. SEVASTOS. Limita Sarmațianului, Meoțianului și Pontianului între Siret și Prut. *An. Inst. Geol. Rom.* IX, p. 382—298, București, 1915—1922.
10. N. MACAROVICI. Sur certains Mammifères fossiles trouvés dans le bassin de Comănești-Bacău. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXVI, fasc. 1, p. 1—10. Iași, 1941.
11. — Asupra vârstei geologice a Basinelui Comănești, jud. Bacău. *Rev. Șt. « V. Adamachi »*, XIX, Nr. 1, p. 74—75. Iași, 1943.
12. — Les Mactres sarmatiques de l'Est et du Sud-Est de la Roumanie. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXI, p. 497—513. Iași, 1935.
13. I. SIMIONESCU et I. Z. BARBU. La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* III. București, 1940.
14. V. IJTCHENKO (ZHIZHCENKO). Mollusca from the Miocene of Ciscaucasia. *Transaction of the Geol. Inst. Ser. A*, Fasc. 38. Leningrad, 1934.
15. V. KOLESNIKOV. Sarmatische Mollusken (*Paläontologie der U.R.S.S.*, X, Teil 2. Leningrad, 1935).
16. — Mactridae ruskogo miotzena (Les Mactres du Miocène russe). *Mém. du Comité Géol.*, 44, Nr. 9. Petrograd, 1925.
17. A. ALEXEJEW. Animaux fossiles du village Novo Elisavetovka. Odesa, 1915.
18. N. MACAROVICI. Sur les Mactres du Sarmatien supérieur dans la vallée de Cuciurgan, District de Tiraspol (Ukraine) U.R.S.S. *Ann. Sc. de l'Univ. de Jassy*, XXX, Sect. 2, Fasc. 1—2 (1944). Iași, 1946.



II. REGIUNEA FĂLTICENI—PAȘCANI ¹⁾

Pentru campania de lucru din vara anului 1948, am avut de cercetat Sarmațianul dintre Siret și Carpați, din cuprinsul fostului județ Baia.

Pachetul de strate al acestui etaj, format, în general, din nisipuri, marne, gresii și oolite gresoase, când se găsește la nord de V. Șomuzul Mare, aparține subetajului Volhynian (Sarmațian inferior). La sud de valea acestui pîrîu se arată, din ce în ce mai mult, o zonă de trecere spre Sarmațianul mediu (Besarabian), care apare limpede începînd de pe înălțimile mai mari din regiunea Tătărăuși—Uidești—Ciumulești, către sud.

Baza acestei zone de trecere se caracterizează prin nisipuri cu intercalații de gresii, uneori slab oolitice, în care se găsesc foarte mulți Ceriți, valve relativ rare de *Ervilia* și, destul de frecvent *Macra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC., care în păturile Sarmațianului mediu dintre Siret și Carpați este foarte frecventă alături de *Macra fabreana* D'ORB.

Cu cît ne deplasăm spre sudul fostului județ Baia, Volhynianul lasă locul Sarmațianului mediu, peste care, în partea de nord a fostului județ Neamț, apar pe culmile mai înalte nisipuri și gresii din baza Sarmațianului superior (Khersonian).

Regiunea de care ne ocupăm a fost studiată sporadic de o serie de autori mai vechi, cum sînt: F. FOETTERLE (1), COBÎLCESCU (2), GRIG. ȘTEFĂNESCU (3), I. SIMIONESCU (4, 5), SAVA ATHANASIU (6, 7, 8), G. MURGOCI (9) și R. SEVASTOS (10). În timpul din urmă I. Z. BARBU (11) a descris o floră fosilă din marnele cu cărbuni de la Fălticeni, iar C. MARTINIUC publică două note (12, 13) cu date interesante asupra răspîndirii celor trei subetaje ale Sarmațianului dintre Carpați și Siret.

Să vedem pe rînd acum cele două subetaje sarmațiene din cuprinsul fostului județ Baia.

SARMAȚIANUL INFERIOR (VOLHYNIANUL)

Pentru a vedea formațiunea acestui subetaj, să urmărim în primul rînd deschiderile mai importante ce se găsesc pe V. Șomuzul Mic, începînd dela Liteni spre vest. Vom găsi spre NW de această localitate o deschidere bună pe P. Budăi, în apropiere de satul Urlați. Aici, chiar în malurile pîrîului, se văd nisipurile cu intercalații subțiri de gresii, din care am recoltat multe valve de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium*, *Modiola* și cochilii de *Cerithium*, *Trochus*, etc., asociație de faună care ne arată incontestabil Sarmațianul inferior. Aceste nisipuri stau peste o argilă groasă de vreo 2 m, care iese la zi ceva mai la nord, pe P. Lutului, între Runcani și Balta Porcului. Același profil se vede spre nord și pe V. Racova (Sucevița).

¹⁾ Independent de voința autorului, acest articol n-a fost publicat în *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* din 1948—49.



Profilele cele mai bune din regiunea în care ne găsim se pot prinde la Osoiu, pe versantul estic al Pîrîului Velniței și pe P. Glodului, pîrîu care trece prin satul Valea Glodului.

Pe versantul estic al Pîrîului Velniței, adică pe coasta dealului pe care este așezată biserica din Siliștea, vom găsi mai întâi la bază, plecînd din pîrîu, o serie de nisipuri cu Ceriți și cu intercalații dese, subțiri, argiloase, care devin mai puțin argiloase și conțin valve rare de *Ervilia* și de *Tapes*.

Dacă ne ridicăm ceva mai sus, nisipurile încep să conțină intercalații de gresii, din ce în ce mai groase. Nisipurile conțin foarte mulți Ceriți, iar pe la 400 m alt. apar și valve mari de *Tapes* și de *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC.

Pe P. Glodului, profilul se poate urmări începînd de unde iese de sub lehmuri. Aici este următoarea succesiune de strate:

1. La bază, 10 — 15 m de nisipuri cu intercalații subțiri argiloase, care probabil că încep mult mai jos;

2. Gresie în grosime de 1/2 m cu *Tapes*, *Cerithium*, *C. disjunctum*, *C. mitrale*), etc.;

3. Nisipuri cu intercalații argiloase, care au un banc de 5 cm de Ceriți (1 m grosime în total);

4. Nisipuri în care se găsesc mai multe intercalații de gresii pînă la 1/2 m grosime și intercalații subțiri marnoase (în total 25 — 26 m grosime);

5. Pe la aproximativ 400 m alt., alte nisipuri cu intercalații subțiri marnoase (20 m grosime);

6. Gresie sub formă de banc continuu, în grosime de 1/2 m, fosiliferă, cu *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC., așezată cam la 420 m altitudine;

7. Între 420 și 490 m alt., nisipuri cu intercalații subțiri de gresii nefosilifere.

Nisipurile acestea superioare se pot urmări spre nord în D. Mînăstioarei dela sud de Racova și în D. Pîrlita de la sud-est de Merești. Deasemeni se pot urmări lateral și nisipurile cu intercalații subțiri argiloase, de la bază, spre apus de Valea Glodului, pe ambele versante ale Văii Șomuzul Mic.

Spre sud de valea acestui pîrîu, Sarmațianul inferior este format la bază, în general, din nisipuri cu intercalații subțiri de argile, fiind scos la zi de eroziune, în mod treptat, de la vest la est.

În această regiune, adică între Șomuzul Mic și Șomuzul Mare, ale căror văi sînt aproape paralele, se poate prinde un profil aproape complet (începînd dela 300 m alt.) la Hîrtop, în D. Ciorsaci și în D. Liniei. Acest profil se poate urmări chiar în lungul șoselei ce merge la Hîrtop, pe coasta Dealului Ciorsaci, și este descris mai jos:

1. La bază, începînd din V. Șomuzului Mare, se văd marne argiloase slab nisipoase, care se ridică pînă la alt. de 310 m, unde se găsește o pînză de apă;

2. Imediat mai sus urmează, pe o grosime de cîțiva metri, nisipuri cu intercalații de gresii, în care se găsesc foarte mulți Ceriți (*C. disjunctum*, *C. mitrale*,



C. rubiginosum), la care se adaugă *Cardium gracile* PUSCH, *Donax dentiger* EICHW., etc.

3. Profilul se continuă apoi cu nisipuri fără intercalații gresoase și care devin din ce în ce mai argiloase cu cât ne apropiem de altitudinea de 390 m. În aceste nisipuri sînt foarte mulți Ceriți (*C. disjunctum*, *C. mitrale*, *C. rubiginosum* și *Tapes*), la care se adaugă *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC.

4. De aici, se întîlnesc nisipuri din ce în ce mai puțin argiloase, conținînd aceeași faună.

5. În D. Liniei, la 450 — 455 m alt., urmează o gresie oolitică. În unele locuri, pe suprafața acestei gresii se văd urme de plajă. Fauna este aceeași ca și pînă aici. Această gresie oolitică se întîlnește la aceeași altitudine și în D. Pietrelor, spre NW de satul Hîrtop.

6. Peste gresia oolitică urmează iarăși nisipuri, foarte fosilifere, în care se găsesc cantități mari de Ceriți (rîpa de la Gura Jidovinei).

7. Peste aceste nisipuri se văd, sus pe D. Pictrăria, gresii nefosilifere, cam la 470 m altitudine.

Același profil se poate recunoaște la sud de Hîrtop, în D. Cetățuiei, sau spre nord de acest sat, spre Pleșești, pe coasta nordică a Dealului Vălă-tucelu.

Un profil asemănător se poate urmări și pe versantul sudic al Văii Șomuzul Mare, între satele Șoldănești și Huși, recunoscîndu-se aceeași succesiune de pături în Dealurile Ciorsaci, Belșugul, Făgețel (din vecinătățile imediate ale satului Lecușești), cum și în D. Viei și în D. « La Rupturi », dela sud-est de satul Huși, cu singura deosebire că atît nisipurile ce se găsesc mai jos cît și cele ce se găsesc mai sus de aceasta, conțin și intercalații subțiri de gresie.

Deschideri foarte bune se întîlnesc deasemenea între Arghira și Dolheștii Mari. Cea mai bună deschidere apare pe P. Muscalului, care se găsește între D. Arghira și D. Muncelul. Profilul de aici se deschide între 290 și 410 m alt. și are următoarea succesiune de pături:

1. La bază, cca 10 m de nisipuri cu intercalații de gresii, uneori ușor oolitice și în care am găsit mulți Ceriți;

2. Marne albăstrui (15 — 20 m grosime) cu intercalații subțiri nisipoase, în care se văd bancuri subțiri și neregulate de Ceriți și de *Ervilia* și pe a căror față superioară apare o pînză de apă;

3. Nisipuri cu intercalații de gresii, în care am găsit mulți Ceriți și *Tapes*, foarte rar *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. (în total cca 70 — 80 m grosime).

Aceași succesiune de strate se poate vedea și pe P. Gheorghe, adică pe coasta vestică a Dealului Arghirii, unde am recunoscut valve de *Ervilia* în nisipurile de pe la 330 m alt.

Același profil se poate prinde și cu vreo 2 km mai la E, în D. Vlaicului de la S de Dolheștii Mari.



Pentru partea inferioară a profilelor din regiunea satului Dolheștii Mari să cercetăm succesiunea de pături ce se arată pe P. Chieșului, afluent pe stînga Pîrîului Dudiului, dela răsărit de acest sat.

Aici profilul se deschide între 280 și 320 m alt. după cum urmează:

1. La bază, 8 — 10 m de marne argiloase albastrii cu intercalații nisipoase, care dau o pînză de apă; marne în partea superioară a cărora se găsesc 4 — 5 intercalații subțiri de 2 — 3 cm de cărbuni;

2. Nisipuri cu intercalații de gresii cu Ceriți (4 — 5 m grosime);

3. Marne argiloase cu intercalații subțiri nisipoase și care dau o a doua pînză de apă (în total 3 — 4 m grosime);

4. Nisipuri cu Ceriți și intercalații subțiri de gresii (cca 7 — 8 m grosime);

5. Un banc de gresie cu puține fosile, gros de 1 — 2 m;

6. Nisipuri cu Ceriți și cu intercalații subțiri de gresii (10 — 15 m grosime).

Continuarea acestui profil se poate prinde la NW de Dolheștii Mari, în D. Vărat, unde apar nisipuri cu intercalații de gresii cu Ceriți și *Tapes*, începînd de pe la 320 m alt. în sus. Însă, între 400 și 420 m alt., apare o gresie oolitică în care se găsește oarecum mai des *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. Mai sus urmează alte nisipuri cu intercalații grezoase, care sînt cu atît mai puțin fosilifere cu cît ne apropiem de altitudinea de 456 m.

În spre răsărit, pe V. Șomuzul Mare, eroziunea descoperă din ce în ce mai mult baza Sarmațianului inferior. Așa de ex., la sud de Dolheștii Mici, în D. Bostănești, sub Poiana Curătura, profilul începe de la 260 m alt. prin nisipuri cu intercalații subțiri de gresii cu Ceriți (în total cca 10 m grosime). Aceste gresii au o înclinare spre sud de 5 — 6 grade. Probabil însă că nu este decît un deranjament absolut local, fiindcă astfel de înclinări n-am mai întîlnit în altă parte a regiunii.

Imediat deasupra urmează cam 20 m de nisipuri argiloase, apoi nisipuri cu intercalații subțiri de gresii, în care se găsesc Ceriți, pînă pe la 350 m altitudine.

La nord de Dolhasca, între acest sat și Poiana Răftianului, cam la 340 — 350 m alt., apar oolite cu *Ervilia* asemănătoare cu cele din Sarmațianul inferior din fostul județ Dorohoi.

Deasupra acestor oolite urmează nisipuri cu intercalații grezoase cu Ceriți și *Tapes*.

În concluzie, putem spune că profilele de pe Șomuzul Mare, începînd de la bază, cam de la 260 m și pînă la 400 m alt., cuprind nisipuri, gresii și marne argiloase cu *Ervilia*, care nu pot fi atribuite decît Sarmațianului inferior. Peste 400 m altitudine începe a se desemna o zonă de trecere spre Sarmațianul mediu. Această zonă se prinde mai bine la sud de V. Șomuzul Mare, în regiunea Uidești.

Dacă acum ne vom întoarce și vom urmări profilele de pe Șomuzul Mare dela Lecușești spre apus, vom găsi întîi în Dealurile Șoldănești și Spătărești, dela SE de Fălticeni, același profil ca în D. Ciorsaci de la Hirtop.



Important este aici faptul că pe P. Buciumeni, care curge printre Dealurile Șoldănești și Spătărești, din marnele de la baza profilului, I. Z. BARBU a descris (11) următoarea floră fosilă: *Osmunda* cfr. *regalis* L., *Glyptostrobus europaeus* HEER, *Betula oxydonta* SAP., *Corylus Mac-Quarrii* FORB., *Carpinus grandis* UNG. și *Rhamnus gaudini* HEER.

Sucesiunea de marne argiloase la bază, apoi de nisipuri cu Ceriți și cu intercalații gresoase, ce se ridică pînă la altitudinea de cca 350 m, iar deasupra acestora alte nisipuri cu Ceriți, care sînt argiloase pînă pe la 390 m alt. și mai puțin argiloase spre cota de 400 m, se poate întîlni în toate dealurile de pe versantul stîng al Văii Șomuzul Mare, dintre Șoldănești și Bunești. Această succesiune de pături se vede în Dealurile Holmu, Țarna Mare, Dealul lui Vodă, D. Toloaca, D. Bunești și D. Nimircenilor.

În D. Bunești, pe la 340 m altitudine, se găsește un banc de gresie care a fost exploatat în carieră altădată, iar mai sus, pe la 350 m altitudine, apar nisipuri cu Ceriți (comuni *Cerithium mitrale*) și cu *Trochus pictus*, *Cardium obsoletum*, *Donax lucidus*, forme care ne dovedesc prezența Sarmațianului inferior.

Dacă vom trece acum pe versantul drept al Văii Șomuzul și vom urmări P. Rîtu spre Rădășeni, vom găsi la baza profilului tot marne argiloase. Mai sus, începînd de pe la 310 m alt., apar nisipurile cu Ceriți, care au unele intercalații de gresii la bază și care mai sus devin argiloase. Nisipurile cu Ceriți (în care sînt comuni *C. mitrale* și *C. lignitarum*), se văd bine deschise la intrarea în Rădășeni, pe drumul ce vine de la Fălticeni, apoi în D. Cetățuia și la izvoarele Pîrîului Rîtu. Începînd de pe la alt. de 390 m, atît gresiile cît și nisipurile superioare conțin destul de des, pe lîngă Ceriți (*C. lignitarum*, *C. mitrale*, etc.) și *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. Aceste nisipuri superioare se văd atît în D. Cetățuia cît și la W de Rădășeni, « La Rupturi ».

Spre NW de Rădășeni Sarmațianul devine nefosilifer. Pe toate pîraiele ce dau în văile afluate Șomuzului Mare, cum sînt văile: Lămășanca, ce trece prin satul Lămășeni, apoi V. Borghinești, care trece prin satele Mihăești, Rotopănești, și Pîrîul Iazurilor, care vine dinspre Horodniceni, ori Pîrîul Hranița care vine dinspre Botești, Lucăcești, acest etaj lasă să se vadă numai nisipuri argiloase, iar pe culmile dealurilor ce trec de 390 m altitudine se văd și nisipuri cu intercalații de gresii, însă nefosilifere (de ex. Dealul Trifan, dintre Horodniceni și Răbîia, ori dealul de la vest de Lămășeni).

Către W însă, nisipurile superioare devin foarte repede din nou argiloase, iar la Corlata, începînd de la 520 m alt., conțin intercalații destul de groase de prundișuri. Mai spre W, în Vîrful Ciungilor, aceste argile devin ușor roșcate și în același timp nisipoase și conțin foarte mari cantități de prundișuri verzui pliocene. Imediat la W de Vîrful Ciungilor, Sarmațianul trece transgresiv peste Mediteranean. Începînd din acest punct se poate urmări spre S limita dintre Sarmațian și Mediteranean. Această limită a fost trasată de SAVA



ATHANASIU (6, 7) și trece pe la W de Capu Cîmpului, la Valea Seacă și apoi printre Drăcenii și Mălini, la Păișeni, unde ea se găsește între P. Săcuța și Pîrîul lui Nicorici. Marnele din baza Sarmațianului, cu intercalații foarte subțiri de cărbuni, apar de sub argilele cu prundișuri (din terasele de pe dreapta Moldovei) pe acest din urmă pîrîu la locul zis «Măngălăria Veche», ce se găsește cam la 450 m alt.. Apoi limita dintre Sarmațian și Mediteranean se continuă pe la S de izvoarele Pîrîului Bogata, Dealul lui Ciocan, pe la W de satul Rîșca, prin Dealul Slatinei, pe la W de Dealul Bolăbănosu, Dealul Moisenilor, pe la W și SW de satul Groși, peste D. Căprăriei, adică pînă la NW de Oglinzi, unde ne-am oprit cu urmărirea acestei limite. Contactul dintre Sarmațian și Mediteranean se face prin marne argiloase cu prundișuri verzi la bază.

Marnele din baza Sarmațianului se văd deschise bine în Dealul Bogatei (la Rîpa Băeșilor), la locul zis la «Humărie». Deasupra acestor marne urmează nisipuri pe o grosime de 80 — 90 m. În aceste nisipuri se găsește o faună bogată din Sarmațianul inferior, formată din Ceriți (*Cerithium mitrale*), *Tapes*, *Donax* și *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC. Pe la 440 — 450 m alt. se găsesc și intercalații de gresii, iar deasupra acestor nisipuri, sus pe deal, la 480 m alt., se văd prundișuri de terasă prinse în argile roșcate. Este vorba de terasa superioară a Moldovei.

Un profil bine deschis pentru Sarmațianul inferior din regiunea satului Bogata se vede în D. Vacei, pe o grosime de vreo 10 m. Deasupra urmează nisipuri cu 2 — 3 rînduri de intercalații de gresii, în care se văd prundișuri cu elemente verzi. În aceste nisipuri se găsesc mulți Ceriți (comun *Cerithium mitrale*). Profilul este deschis aici între 400 și 470 m altitudine.

Același profil se vede și în D. Lingurarilor, pe P. Boului. În acest deal pe la 450 m altitudine, se găsesc intercalații importante de gresii care se ivesc și mai la S spre D. Nant, unde se întîlnesc, în pături de aceeași vîrstă, și nisipuri cu prundișuri cu elemente verzi. Pe versantul nordic al Dealului Lingurarilor, se văd însă prundișuri de terasă la fel cu cele de deasupra Rîpei Băeșilor.

Urmînd spre S limita de W a Sarmațianului, vom găsi un profil asemănător. cu cel de la Bogata, la Rîșca, în D. Grînelor. În acest deal se văd la bază, începînd cam de la 390 m altitudine, marne argiloase de vreo 10 m grosime. Deasupra urmează nisipuri pe o grosime de 50 — 60 m, iar mai sus marne nisipoase.

Marnele argiloase de la baza acestui profil apar și spre SE de Rîșca, la aceeași altitudine, pe Pîraiele Moîșa și Săcuța.

Tot la altitudinea de 390 m, apar marne la Poiana, pe P. Slatinei, sub D. Leabădei. În acest deal, deasupra marnelor de la bază, urmează nisipuri, care au intercalații de gresii pe la 450 m altitudine și imediat mai sus se găsesc prundișuri de terasă, din terasa superioară a Rîului Moldova. Dacă vom urmări marnele de la baza acestui profil în susul văii Pîrîului Slatinei, vom găsi că trec lateral în alte marne cu prundișuri verzi, iar la locul numit la «Culeșa» se găsește o fîntînă cu apă sărată, care izvorăște din aceste marne cu prundișuri.



Dacă vom urmări Sarmațianul ceva mai la răsărit, pe dreapta Moldovei, îl vom găsi acoperit de formațiunile de terasă ale acestui râu, care la bază au marne cenușii, iar deasupra 1 — 2 m de prundișuri. În regiunea cercetată de noi, aceste formațiuni se întind între Bogdănești și Aprodul Purice. Tot între Bogdănești și Aprodul Purice trebuie să se găsească și limita dintre Sarmațianul inferior și cel mijlociu, dar acestea se pot urmări mai bine pe stînga Pîrîului Moldova.

SARMAȚIANUL MEDIU

Primele deschideri ce se pot cerceta pe versantul stîng al Rîului Moldova și care ne arată Sarmațianul mediu, sînt cele de la Ciumulești, din Dealurile Cireșu și Capu Dealului.

La baza profilelor din aceste dealuri (care se găsesc pe la 340 m alt.) se pot identifica marne nisipoase, peste care urmează nisipuri ce au în partea lor superioară, pe la 380 m altitudine, mulți Ceriți (comun *Cerithium disjunctum*). Mai sus, profilul se completează cu alte nisipuri ce conțin intercalații subțiri de gresii și care se văd la Movileni și Negrilești. Dacă vom urmări spre răsărit aceste nisipuri, vom găsi în D. Velniței (N de Uidești) și în D. la Cărpiniș (E de Tolești) că deasupra lor urmează niște marne cu intercalații dese nisipoase, în care este comună *Mactra fabreana* D'ORB., alături de alte fosile din Sarmațianul mediu. Aici, în partea inferioară a profilelor, după cum arată și C. MARTINIUC (13), se găsește o faună încă din Sarmațianul inferior, care nu este alta decît cea din zona de trecere dela Sarmațianul inferior la cel mediu.

În marnele superioare din D. La Cărpiniș (Tolești) apar, pe la 400 m altitudine, intercalații de oolit, de 15 — 20 cm grosime, bine înțelese cu aceeași faună ca și marnele.

Profile, care să ne arate la partea lor inferioară tot Sarmațianul inferior și la partea superioară Sarmațianul mijlociu, se găsesc și la Tătăruși. La W de această localitate, pe V. Fundoi, afluentă a Pîrîului Călugărului, se poate prinde, începînd de la altitudinea de 300 m, profilul descris mai jos:

1. Între 300 m și 330 m altitudine se găsesc marne argiloase deasupra cărora este o pînză de apă. Această marnă se vede și pe versantul drept al Pîrîului Călugărului.

2. Mai sus, între 330 și 360 m alt., urmează nisipuri cu intercalații lenticulare de gresii, în care se găsesc valve mari de *Mactra vitaliana* var. *simionescui* N. MAC., *Tapes* mari și mulți Ceriți.

3. Între 360 și 385 m altitudine sînt marne care dau o pînză puternică de apă.

4. De la 385 m la 450 m altitudine urmează nisipuri cu intercalații de gresii cu faună din Sarmațianul mijlociu și care, spre partea lor superioară, devin argiloase.



Stratele din profilul acesta, pînă la 385 m altitudine, aparțin Sarmațianului inferior, adică mai degrabă zonei de trecere dintre Sarmațianul inferior și cel mijlociu, iar cele de deasupra aparțin subetajului ultim, fiindcă mai la răsărit, în D. Mînăstirei dintre Tătăruși și Probota, am recoltat, între 410 și 430 m altitudine, fosile caracteristice Sarmațianului mediu.

Dacă acum vom coborî pe coasta Dealului Mînăstirei spre SE sau dacă vom trece spre N, la Probota, vom găsi același profil ca pe P. Fundoi.

Un profil asemănător se poate stabili și pe versantul drept al Pîrîului Călugărului, precum și mai departe spre S, la Uda, în D. Anuței și în D. Caprianei.

Partea inferioară a profilelor din regiunea aceasta, adică din regiunea Uda—Tătăruși, iese la zi mai la E, în malul Siretului. Aici, la podul dintre Heciu și Lespezi, imediat deasupra apci acestui râu, se văd argile marnoase din Sarmațianul inferior, cu *Ervilia podolica* EICHW. și *Cardium gracile* PUSCH., menționate de GR. COBÎLCESCU (2) și apoi de I. SIMIONESCU (4). Deasupra acestor marne urmează nisipuri cu intercalații grezoase care se văd în dealul cimitirului de la Heciu, și se continuă apoi mai departe lateral în nisipurile din D. Pietriș, de la răsărit de Tătăruși.

Dacă vom urmări deschiderile ce se găsesc la S de Tătăruși și de Uda, vom găsi că în regiunea Homița, Broșteni, Cristești și Moțca predomină nisipurile marnoase ce se găsesc în partea cea mai superioară a profilelor de la Tătăruși. Deasupra acestor nisipuri marnoase apar, în unele locuri, nisipuri cu intercalații foarte subțiri de gresii, cum este de exemplu în D. Cioatelor, de la S de Broșteni.

Nisipurile acestea superioare marnoase trec mai departe spre S către baza profilelor. Așa le găsim la baza profilelor, la Miroslăvești, pe P. Gruiu. Aici nisipurile marnoase de la bază se ridică pînă la 320 m altitudine. Deasupra urmează nisipuri slab argiloase, cu intercalații de gresii subțiri. Dacă urmărim acest profil pe pîrîu în sus, spre D. Enațu, vom găsi pe la 400 m alt. un oolit gros de 1/2 m, cu faună din Sarmațianul mediu, însă în care predomină *Mastra naviculata* BAILY. Deasupra acestui oolit urmează nisipuri slab fosilifere. C. MARTINIUC (12) se întreabă dacă aici nu este o zonă de trecere faunistică între Sarmațianul mediu și cel superior sau poate chiar baza Sarmațianului superior. Foarte probabil că în D. Enațu nu sînt decît pături din partea cea mai superioară a Sarmațianului mediu, fiindcă Sarmațianul superior se caracterizează chiar de la bază, atît pe Botna cît și în partea mijlocie a fostului județ Fălciu, prin prezența unui număr foarte mare de Mactre mici, de tip special începînd la bază cu Stratele de Mingir.

Nisipurile marnoase de la baza profilului din D. Enațu și nisipurile care urmează deasupra lor, se pot urmări mai la nord, pe dreapta Siretului, între Heciu și Muncel, ieșind de sub prundișurile celor trei terase ale acestui râu.

TERASE

Terasele Rîului Moldova. Am spus mai sus că Sarmațianul de pe dreapta Moldovei iese la zi, în unele locuri, de sub prundișurile teraselor Rîului Moldova. Pe dreapta acestui rîu se pot identifica toate cele trei terase.

Terasa superioară (100 m) se poate recunoaște, începînd de la Mălini spre Oglinzi, în prundișurile de pe Dealurile În Ploștine, Coasta Suhei, D. Bogata, D. Lingurarilor, Juhalei, Lungu, Chelboșeni, Boroaia, Buricu lui Dadeș, Tîrzia, Brusturi și Brusturi — Oglinzi (La Cruce).

Terasa mijlocie (40 — 50 m) se poate recunoaște în Dealurile (tot dintre Mălini și Oglinzi) Tuleanului, Cărbunaru, Mielușoiu, Ierna, Strîmba, Simion, Tilineasca, Crețeni, și D. Poeni.

Prundișurile teraselor superioară și medie sînt remaniate, în bună parte, din Sarmațian.

Terasa inferioară (10 — 15 m) este dezvoltată mai ales între Bogdănești și Aprodul Purice.

Pe stînga Pîrîului Moldova terasele sînt dezvoltate mai puțin. Astfel, terasa superioară se poate recunoaște între Berchișești și Corlata, precum și la Ciuhoreni, cea mijlocie la S de Măzănești, apoi la Dumbrăvița, Drăgușeni (Dealurile Harbuzăria și Hulpoi), la Cristești (D. Lețcanilor), la Mirosălvești și la Ciuhoreni.

Terasa inferioară se poate identifica în tot lungul acestui rîu între Fîntîna Mare și Nisporești.

Terasele Siretului. Singurul autor ce s-a ocupat de aceste terase a fost R. SEVASTOS (10), care găsește însă cinci terase; de fapt se pot identifica numai trei. Terasale studiate de SEVASTOS sînt cele din regiunea Pașcani.

Terasa superioară se poate urmări începînd de la Probota spre S și pietrișurile ei se văd pe Dealurile Țiganului (Probota), Pietriș (Tătăruși), Pietriș și Ruja (Conțești), iar de la Valea Seacă spre S se văd peste tot pînă la Muncelu.

Terasa medie. Această terasă se desenează ca o a doua treaptă începînd de la Probota, din D. Colacului, spre S, la Heciu, în D. Dudiului, de unde începe a se arăta ca o treaptă largă pînă la 2 km, pe la răsărit de satele Conțești, Valea Seacă, Topile, Gîștești, Broșteni, Sodomeni, Brătești și Muncelu pînă la Hălăucești, unde se unește cu terasa mijlocie a Rîului Moldova. Terasa mijlocie se poate identifica și la N de Heciu, pînă la Liteni—Stirbăț.

Terasa inferioară. Această terasă a fost observată și de SEVASTOS (10) la Fîntînele, la N de Pașcani. La S de această localitate se poate identifica în tot lungul Siretului, începînd de la N de Stolniceni și pînă la Luncași. La baza acestei terase se găsesc marne sarmațiene în grosime de cca 10 m. Suprafața superioară a acestor marne este marcată de o pînză puternică de apă. Deasupra marnelor urmează cca 1 m de conglomerate de terasă, peste care urmează un



lehm nisipos în grosime de 7 — 8 m. Terasa inferioară se poate identifica și la N de Pașcani pînă la Liteni.

TECTONICA REGIUNII

Din punct de vedere tectonic nu se pot întrezări, în regiunea studiată, nici un fel de structuri tectonice.

În general, stratele Sarmațianului dintre Siret și marginea Mediteraneanului din Subcarpați sînt înclinate cu un grad spre SE. Pe V. Șomuzului Mare se observă numai într-un singur loc o înclinare mai accentuată (de 5 — 6°, fără a schimba direcția normală) a unor gresii de la baza profilului, din partea de apus a Dealului Bostănețu, de la Dolheștii Mici, caz care nu se mai repetă în regiunea noastră, rămînînd ca un deranjament cu totul local. Pe marginea de apus a Sarmațianului se observă în unele locuri, la contactul cu Mediteraneanul, ondulațiuni foarte slabe, ca un reflex al mișcărilor Mediteraneanului, cum este de exemplu la Slătioara sau în vecinătatea Culmii Pleșului, W de Oglinzi.

Gresiile oolitice care se întîlnesc numai între Șomuzul Mic și Șomuzul Mare, din cauza eroziunii, nu sînt sub forma unor bancuri continui, iar spre S trec lateral în gresii normale, așa că nu se pot lua ca un strat-reper sigur.

Aceste gresii oolitice apar întîi la Hîrtop, în D. Liniei, în D. Pietrăricii și în D. Pietrelor, cam la 450 — 460 m altitudine. Aceleași gresii oolitice se găsesc apoi în D. Văratec, la Dolheștii Mari, la 410 m altitudine, apoi spre SE, la Dolhasca, în dealul de la N de această localitate. De aici se vede că acest oolit are o cădere de cca 100 m spre SE, pe o distanță liniară de 18 km, adică 5,5 m pe km, ceea ce înseamnă mai puțin de 1/2 grad.

Spre sud de V. Șomuzul Mare acest oolit nu se mai regăsește.

CONCLUZII

Regiunea studiată de noi aparține, din punct de vedere al vîrstei, Sarmațianului inferior și mediu. Limita dintre aceste două subetaje trece prin regiunea Tătăruși—Uidești—Ciumulești și Boroaia. Între cele două subetaje se poate întrezări, din punct de vedere faunistic, o zonă de trecere.

Din punct de vedere tectonic stratele Sarmațianului din regiunea noastră au o înclinare generală de cca 1/2 grad spre SE, cu unele mici excepții care nu sînt deranjamente locale.

BIBLIOGRAFIE

(privind reg. Fălticea i—Pașcani)

1. FOETTERLE F. Die Verbreitung der sarmatischen Stufe (Cerithien-Schichten) in der Bukowina und der nördlichen Moldau. *Verh. d. k. k. Reichsanstalt*, Nr. 16, 1870, pag. 318.
2. COBÎLCESCU GR. Studii geol. și paleont. ale unor tărîmuri terțiare. *Mem. Șc. Militare din Iași*, 1883.



3. ȘTEFĂNESCU GR. Relațiune sumară de lucrările Biroului Geologic în campania anului 1885. *Anuarul Biroului Geologic*. III. București, 1888.
4. SIMIONESCU I. Descrierea citorva fosile terțiare din nordul Moldovei. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, Nr. 6. București, 1901.
5. — Contribuțiuni la Geologia Moldovei dintre Siret și Prut. *Ac. Rom. Publ. Fond. V. Adamachi*, Nr. 9. București, 1903.
6. ATHANASIU SAVA. Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Ost-Karpathen. *Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt*, 1899, Nr. 5.
7. — Cercetări geologice în bazinul Moldovei din Bucovina. *Raport asupra activității Inst. Geol. Rom.* 1 Aprilie 1908—1 Ianuarie 1910. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV, 1910, pag. XXX—XLVII.
8. — Zăcămintele de cărbuni din districtul Suceava. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.*, Vol. VIII. București, 1925.
9. MURGOCI G. Studii geologice și hidrologice în jurul orașului Fălticeni. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București, 1912.
10. SEVASTOS R. Les terrasses de la vallée du Séréth (Roumanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* Série 4, T. 3. Paris, 1903.
11. BARBU I. Z. Contribuțiuni la cunoașterea florei fosile din Podișul Moldovei. *Ac. Rom. Mem. Secț. Șt.* III, T. X. București, 1934.
12. MARTINIUC C. Contributions à la connaissance du Sarmatien entre le Séréth et les Carpathes. *An. Sc. de l'Univ. de Jassy, Sect. scient.* XXXI, 1948, Iași.
13. — Date noi asupra evoluției paleogeografice a Sarmațianului din partea de W a Podișului Moldovenesc. *Rev. Șt. « V. Adamachi »*, XXXIV, Nr. 3, 1948, Iași.

III. REGIUNEA RĂDĂUȚI—SUCEAVA

Regiunea cercetată de noi în anul 1949 începe de la hotarul nordic al fostului județ Baia și se continuă spre N și E, pînă în R. Suceava, iar la W pînă în Subcarpați, unde se găsește de fapt și limita vestică a Sarmațianului.

Întreaga suprafață, așa după cum am delimitat-o, aparține Sarmațianului inferior și a fost menționată numai în treacăt de către autorii mai vechi, cum sînt: D. STUR (1), F. FOETTERLE (2), K. PAUL (3), J. NIEDZWIEDZKI (4, 5, 6) și SAVA ATHANASIU (7).

Stratele acestei formațiuni sînt înclinate foarte slab spre SE și la marginea lor vestică sînt transgresive peste Mediteraneanul din Subcarpați. Această transgresiune este marcată de o linie ușor sinuoasă care începe dela SW de Vicovul de Jos, din Dealul Malului și trece apoi pe la SE de acest sat la W de Voitinelu, continuîndu-se apoi pe la W de Horodnicul de Jos, la Margine a apoi pe la W de Lichtenberg—Clit, pe la E de Solca, pe la E de Solonețul Nou, pe la NE și E de Cacica, urmînd apoi traseul căii ferate spre Păltinoasa pînă în V. Moldovei, la Capu Codrului.

Un profil bun, care să ne arate această transgresiune, se găsește la N de gara Strigoaia, chiar în lungul căii ferate, între km 26,7 și km 27, care a fost menționat în treacăt și de J. NIEDZWIEDZKI (6, pag. 66). Iată acest profil:



1. La bază, începînd din P. Blîndețului, marne încrêțite și cu intercalații de gresii micacee, verzui, care se ridică pe versantul estic al acestui pîrîu, vre-o 40 — 50 m;

2. Gresii cu intercalații nisipoase și cu structură încrucișată (cuprinzînd și puțin prundiș), fosilifere, conținînd valve foarte friabile de *Tapes* și *Cardium* (total cca 10 m grosime);

3. Marne cu intercalații subțiri de gresii și gipsuri remaniate, cele din urmă în grosime de 2 — 3 cm (în total cca 2 m grosime);

4. Gresii cu structură încrucișată și cu intercalații slabe de prundiș (grosime totală cca 10 m);

5. Nisipuri, uneori tot cu structură încrucișată, cuprinzînd intercalații rare și subțiri de prundișuri (cca 20 m grosime).

Marnele de la bază aparțin Mediteraneanului subcarpatic (Helvețianului) dînd în două locuri, foarte aproape de profilul nostru, izvoare sărate cu un debit mic în partea lor cea mai de jos, lîngă apa Pîrîului Blîndețului.

Stratele 2, 3, 4 și 5 aparțin incontestabil Sarmațianului inferior. Pentru a vedea formațiunea acestui subetaj în regiunea noastră, trebuie să urmărim mai întîi deschiderile cele mai importante de pe dreapta Văii Suceava, între Chilișeni și Vicovul de Jos și apoi deschiderile de pe afluenții acestei văi.

Valea Sucevei. Prima deschidere de seamă, care se vede pe dreapta Sucevei, începînd din aval spre amonte, este pe D. Uadici, situat la SE de Udești. Aici profilul începe de la bază, cam de pe la 300 m alt., cu marne nisipoase care tîn pînă aproape de 400 m alt. Mai sus, urmează apoi nisipuri cu mulți Ceriți și *Tapes*. Partea cea mai de jos a profilului este acoperită de terasa inferioară a Sucevei. Marnele argiloase de la baza acestui profil apar spre W, în diferite deschideri mai mici, la Poiana, Silioana și Reuseni. Deasupra acestor marne apar la S de Plăvălari, nisipurile superioare, menționate mai înainte, conținînd valve foarte friabile de *Ervilia*, *Tapes*, *Cardium* și *Mactra*. Aceleași nisipuri se văd și ceva mai la NW, în D. Fețelor, în care am recunoscut resturi de *Tapes* și de *Cerithium*. Tot același nisip se vede și mai la W, în D. Hîrtopu. Dacă coborîm, însă, coasta dealului, în satul Bosancea se observă, în aceste nisipuri, intercalații de gresii nefosilifere, galbene-cenușii.

Mai jos, spre R. Suceava, dăm de aceleași marne nisipoase cunoscute dela Uidești. La baza lor însă, sub alt. de 300 m, chiar în albia Sucevei și sub terasa inferioară a acestui rîu, apar alte gresii care au, din loc în loc, intercalații subțiri nisipoase.

Mai interesant este profilul de pe P. Cetății, la Suceava, între Cetate și Uzina electrică, profil care începe cam de la 280 m alt. și este următorul:

1. La bază marne nisipoase, nefosilifere (5 — 6 m grosime);

2. Nisipuri cu intercalații rare și subțiri de gresii friabile, cu forme mici de: *Ervilia*, *Donax*, *Cardium* și *Tapes* (total cca 25 — 30 m grosime);



3. Gresii galbene-cenușii, nefosilifere, bine descoperite în aval de podul de la Uzina electrică (total cca 10 m grosime);

4. Marne nisipoase (cca 30 — 40 m grosime).

Acest profil se poate recunoaște și în deschiderile de pe V. Șcheia, de la comuna Sf. Ilie Vechi și dela Șcheia, cum și de la W de Buninți și Mihoveni.

Nisipurile de la punctul 2, din profilul nostru de mai sus, se văd bine deschise și în dealul de la E de Costîna, unde cuprind foarte mulți Ceriți.

Aceleași nisipuri, cu intercalații rare de gresii, se văd deschise și în D. Osoiu, de la Părhăuți, unde cuprind *Cardium*, *Tapes* și Ceriți.

Lateral, spre NW, aceste nisipuri devin foarte marnoase; spre partea lor superioară dau o pînză însemnată de apă, cum este pe versantul sudic al Dealului Cioata, de la W de Milesăuții de Sus.

Aceeași trecere laterală a acestor nisipuri, în marne relativ nisipoase, se vede și spre W, adică spre limita vestică a Sarmațianului, cum este la Clit și la W de Volovăț.

În D. Ursoaiei, de la SE de Horodnicul de Sus, Sarmațianul se prezintă din nou nisipos-gresos, dar cu intercalații marnoase, subțiri și dese, la bază.

La nord, cu totul excepțional, stratele sarmațiene din D. Ursoaiei au o înclinare de 35° spre SW, fapt care nu s-ar putea interpreta decît ca o alunecare în masă, fiindcă înclinarea generală a acestei formațiuni este de cca 1° către SE. Deasupra nisipurilor sarmațiene din acest deal sînt prundișuri de erasă. În deschiderile de la Vicovul de Jos, din D. Leahului, apar aceleași nisipuri sarmațiene, marnoase spre bază și cu intercalații gresoase spre partea lor superioară, conținînd *Tapes*, *Ervilia* și Ceriți.

În toată regiunea dintre Horodnicul de Sus și Vicovul de Jos, Sarmațianul trece lateral în marne spre vest, adică spre limita estică a acestei formațiuni.

Dacă vom urmări acum Sarmațianul pe versantul stîng al văii Suceava, vom găsi tot aceeași succesiune obișnuită de strate, adică:

1. Marne nisipoase, la bază;
2. Nisipuri cu intercalații de gresii;
3. Marne nisipoase (cam pe la 400 m alt.);
4. Din nou nisipuri cu intercalații de gresii care se pot ridica pînă la altitudinea de peste 500 m.

Partea inferioară a acestei succesiuni de pături apare la Dornești și apoi, aproape în întregime, în dealurile Iancului și Stînca, de la vest de Grănicești.

Dacă vom continua să urmărim profilul nostru spre SE, pe versantul stîng al Văii Suceava, vom găsi că nisipurile ce se găsesc sub altitudinea de 400 m sînt acoperite, începînd cam de la această altitudine în sus de prundișurile terasei superioare a Sucevei. Lucrul acesta se vede la Romînești, Iacobești, Dănila, Mereței, Dărmănești, Pătrăuți și Burdujeni.



Aici este locul de semnalat faptul că la Burdujeni gresiile de sub altitudinea de 400 m încep să devină oolitice.

Afluenții de pe stînga Sucevei. Vom recunoaște succesiunea de strate, arătată mai înainte pe valea Pîrîului Horăieșul, între Găureni și Calafindești-Bălcăuți.

Sus pe deal, la Calafindești, este o carieră mare din care se scoate o gresie cenușie, conținînd valve mari de *Ervilia*, însă în gresiile ce se scot de pe partea nordică a acestui deal, spre Botoșanița, se găsesc: *Ervilia*, *Cardium* și *Ceriti*.

Același profil, însă cu lipsa părții celei mai superioare, ni-l arată și deschiderile de pe valea Pîrîului Hatna, între Dărmănești și Șerbănești, cum și deschiderile de pe văile pîraielor Pătrăușanca și Dragomirna, care trec prin satele Pătrăuși și Mitocul Dragomirna.

Dacă vom trece acum spre nord de cumpăna de despărțire a apelor bazinului Pîrîului Horăieșul, în bazinul Siretului, unde D. STUR (1) semnalează, între Verpolea și tîrgul Siret, în marnele de la baza profilului geologic dintre aceste două localități, *Murex sublavatus* BAST., înseamnă că în această regiune rest însă s-ar găsi la baza Sarmațianului inferior, sub nivelul actual de eroziune, Buglovianul. Faptul acesta ne arată că în regiunea noastră Sarmațianul inferior este reprezentat începînd chiar de la baza lui.

Afluenții de pe dreapta Sucevei. Pentru a vedea dezvoltarea Sarmațianului spre vest de R. Suceava trebuie să urmărim văile pîraielor Solca, Soloneț și Ilișești.

Valea Solca. Această vale importantă, care are direcția WSW—ENE, este săpată începînd de la ieșirea sa din localitatea Solca și pînă aproape de Arbore, numai în marne. Spre partea lor superioară, acestea conțin prundișuri breciforme, trecînd transgresiv la vest peste Mediteranean, ceva mai sus de curba de nivel de 500 m. Însă, în aval de intrarea în satul Arbore, ele trec lateral în nisipuri cu intercalații subțiri de gresii, așa că la S de Arbore, în D. Cașvana, vom găsi la baza profilului, marne nisipoase care se ridică pînă pe la altitudinea de 375 m iar deasupra urmează nisipuri cu intercalații subțiri de gresii.

Acest profil se poate urmări pe versantul drept al văii pînă la Gura Solcăi. În D. Crincești (dintre Cașvana și Gura Solcăi) se găsesc prundișuri de terasă (terasa superioară a Sucevei) în grosime de 1—2 m.

Valea Soloneț. La ieșirea acestei văi din satul Solonețul Nou se poate prinde trecerea transgresivă a Sarmațianului peste Mediteranean. Acesta din urmă este cutat și se vede format dintr-o succesiune de gresii și marne cu gipsuri, chiar lîngă apa pîrîului, pe dreapta acestuia. În fața acestei deschideri, spre N, pe stînga văii, începînd cam de la altitudinea de 500 m în sus, apare Sarmațianul, format din nisipuri galbene feruginoase cu intercalații subțiri



de gresii. Sarmațianul mai apare și puțin mai la E de deschiderea de care am vorbit mai sus, în care apare Mediteraneanul, pe valea Pîrîului Desmireasa, sub formă de marne nisipoase.

Mai departe, limita dintre Sarmațian și Mediteranean trece spre E, paralel cu P. Soloneț, numai la vreo 7—800 m mai la S de acest pîrîu, așa că la Părteștii de Sus, în malul drept al Pîrîului Soloneț, se vede următorul profil (începînd cam de la 400 m alt.):

1. La bază, nisipuri cu intercalații dese de marne subțiri și de gresii subțiri, nefosilifere (total cca 5 — 6 m);
2. Nisipuri cu intercalații de gresii și marne subțiri, foarte fosilifere, cu *Tapes*, *Donax* (cca 15 — 20 m grosime);
3. Marne argiloase (5 — 6 m grosime);
4. Lehm (1 — 2 m).

Dacă trecem acum la Părteștii de Jos, vom găsi pe Rîpa Plaiului, din partea de S a satului, următorul profil:

1. La bază, începînd cam tot de la 400 m alt., nisipuri cenușii-albăstrui, cu intercalații de gresii albăstrui, fosilifere, cu forme mici de: *Mactra*, *Tapes* și *Cardium* (total 8 — 10 m grosime);
2. Nisipuri galbene, rar fosilifere (10 — 15 m grosime);
3. Argile galbene, nisipoase, nefosilifere, cu intercalații rare de prundiș (cca 30 — 40 m grosime).

Începînd de la confluența Pîrîului Soloneț cu P. Varvața, spre NE, apare în mod treptat (cu cît nivelul de eroziune coboară) profilul cunoscut de pe V. Sucevei.

Același lucru se întîmplă și pe V. Ilișești, începînd de la Costîna către Bălăceana și spre satul Ilișești, însă în sens invers.

Aici trebuie arătat faptul că la S și SW de Ilișești, spre Vf. Ciungilor, nisipurile superioare sarmațiene conțin, din ce în ce, tot mai multe intercalații de prundișuri, care ajung uneori pînă la 5 — 6 m grosime. Faptul acesta se vede bine în deschiderile dela Stupca. Pe pîrîul cu același nume se vede profilul descris mai jos:

1. La bază, începînd cam de la 350 m din albia pîrîului în sus, se găsesc marne argiloase cu intercalații subțiri de nisipuri fosilifere cu *Cerithium*, *Tapes*, *Modiola* (total cca 50 — 60 m grosime). Uneori, la baza acestor marne, care sînt orizontale, apar intercalații foarte subțiri de gips secundar, care este spălat ușor de apă.
2. Nisipuri argiloase galbene, cu intercalații rare de gresii conținînd Ceriți și *Tapes* (cca 30 — 40 m grosime).
3. Nisipuri cu prundișuri (cu structură încrucișată).

Aceste nisipuri încep cam de la altitudinea de 450 m și se continuă în sus pînă la Obcină, avînd uneori intercalații de 5 — 6 m de prundiș (probabil Pliocen).

Pe versantul sudic al Vîrfului Ciungilor, aceste intercalații de prundișuri trec, în unele locuri, de 10 m grosime. În partea inferioară a profilului de pe acest versant, la nord de capătul estic al satului Păltinoasa, se văd pe unele mîncături de apă, marne verzui mediteraneene.

Terase. Acestea sînt reprezentate, în regiune, prin terasele Rîului Suceava și prin acelea ale Rîului Moldova (în partea sudică a regiunii).

Terasele Rîului Suceava se pot identifica cel mai bine la Dărmănești, de unde se pot urmări apoi ușor, atît în amonte (spre Rădăuți—Vicovul de Jos), cît și în aval, spre Burdujeni.

Terasa superioară (de 100 m), se poate identifica la Dărmănești, în partea sudică a dealului de la est de acest sat, unde se găsesc prundișuri groase pînă la 2 m. Aceeași terasă se poate identifica și la Pătrăuți, precum și la Burdujeni. Către NW, această terasă se poate urmări pe stînga Sucevei, la: Mereței, Dănila, Iacobești, Romînești, Grănicești, Dornești și Costișa. Deasemenea, se poate identifica și pe dreapta Sucevei, la: Șcheia, Gura Solcei, Mileșăuții de Sus (în D. Cioata), Rădăuți, Horodnicul de Sus și Voitinelu.

Terasa medie (de 40 — 50 m), se distinge ușor morfologic, pe stînga Sucevei, între Iacobești și Ițcani, în lungul ei mergînd șoseaua mare. Se mai poate identifica și la Dornești. Pe dreapta Sucevei se găsește sub formă de petece, la Mileșăuții de Sus, la Rădăuți și la Horodnicul de Sus.

Terasa inferioară (de 10 — 15 m), se deosebește ușor de albia majoră. Este foarte largă, mai ales în jurul Rădăuților, fiind așezate pe ea (pe lîngă Rădăuți) satele: Vicovul, Gălănești, Frătăuți, Satu Mare, Țibeni, Mileșăuții de Jos, Gura Solcei, Lisaura, Tesăuți, Luncușoara, Ruși-Mînăstioara, Ruși-Poeni și Chilișeni.

Terasele Rîului Moldova, după cum arătăm (pag. 242), acestea se pot identifica la sud și sud-est de Vf. Ciungilor și anume terasa superioară se vede între Berchișești și Corlata, cea mijlocie se poate identifica între Păltinoasa și Capu Codrului, iar cea inferioară, între Capu Codrului și Cornu Luncei.

Concluzii. Regiunea studiată de noi aparține Sarmațianului inferior, în afară de partea cea mai inferioară a profilului dintre Verpolea și orașelul Siret, unde putem presupune că sub nivelul actual de eroziune se găsește reprezentat și Buglovianul, prin prezența — deși foarte rară — a formei *Murex sublavatus*.

Din punct de vedere tectonic, stratele Sarmațianului inferior din regiunea noastră pot fi considerate că sînt slab înclinate (cca 1°) spre SE. Înclinarea de 35°W a păturilor sarmațiene din D. Ursoaiei, de la Horodnicul de Sus, este numai o excepție, care se poate considera ca un reflex venit din Fliș.

Apariția de gipsuri în marnele (orizontale) de la baza profilului de pe P. Stupca, nu poate fi o indicație precisă de existența unei structuri sub formă



de dom, fiindcă, după cum am arătat, la gara Strigoaia se găsesc concrețiuni de gipsuri remaniate între gresii, incontestabil sarmațiene.

În regiunea noastră n-am găsit nici un strat cu aspect deosebit care să poată fi luat drept strat-reper pentru stabilirea de structuri tectonice. Oolitele, singurele care ar putea fi strat-reper, încep să apară de-abia de la Burdujeni și de la Chilișeni spre sud.

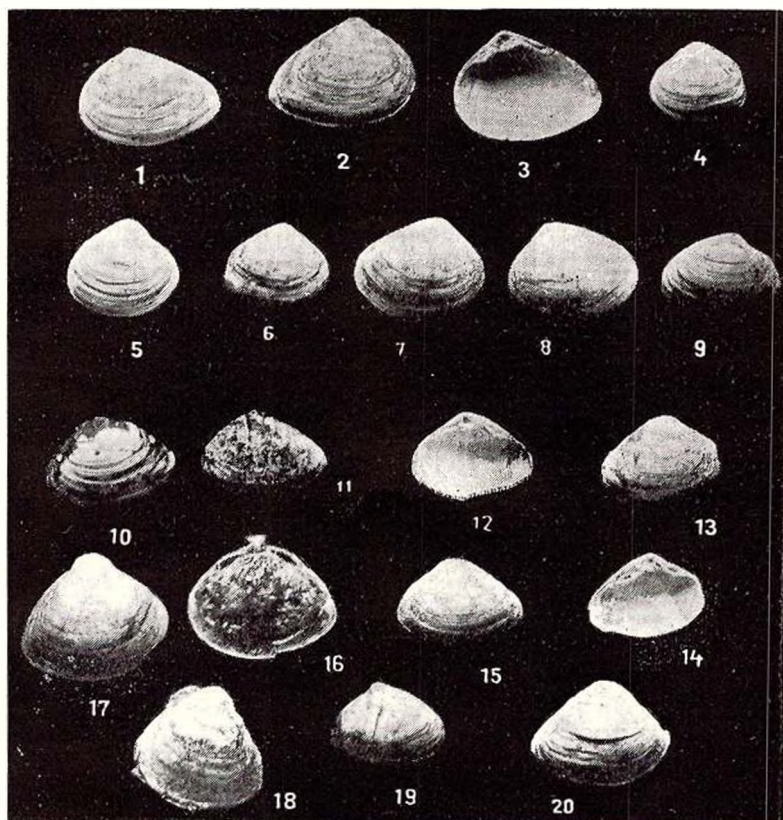
BIBLIOGRAFIE

(privind reg. Rădăuți—Suceava)

1. DIONYS STUR. Cerithien-Schichten bei Sereth in der Bukowina. *Verh. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 74—80. Wien, 1860.
2. F. FOETTERLE. Die Verbreitung der sarmatischen Stufe (Cerithien-Schichten) in der Bukowina und der nördlichen Moldau. *Verh. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 314, 320. Wien, 1869—1870.
3. K. PAUL. Grundzüge der Geologie der Bukowina. *Jahrb. d. geol. Reichsanstalt.* pag. 324. Wien, 1876.
4. J. NIEDZWIEDZKI. Reisebericht aus der südöstlichen Bukowina. *Verh. d. geol. Reichsanst.* f. 1872. pag. 290. Wien, 1872.
5. — Zur Kenntnis der jüngeren Tertiärbildungen in der nördlichen Bukowina. *Bull. Ac. Sc. Cracovie.* 1910, pag. 609—621. Cracovie, 1911.
6. — Über die Salzformation von Kazzyka in der Bukowina. *Bull. Ac. Sc. Cracovie.* 1913, pag. 65—75. Cracovie, 1913.
7. SAVA ATHANASIU. Salina de la Cacica. *Natura*, Nr. 5 mai 1925, pag. 13—16, An. XIV. București, 1925.

Primit: Mai 1953





- Fig. 1 — *Mactra naviculata* BAILY. Orizontul de trecere de la Sarmațianul mediu la Sarmațianul superior (Nisipurile de Mingir).¹⁾
 Fig. 2—3. — *Mactra mingirensis* n. sp. (Nisipurile de Mingir).
 Fig. 4—6. — *Mactra seducta* (KOL.) SIM. (Nisipurile de Mingir).
 Fig. 7—10. — *Mactra tapessiformis* n. sp. (Nisipurile de Mingir).
 Fig. 11. — *Mactra supernaviculata* N. MAC. Sarmațian superior, Hocenii.
 Fig. 12—15. — *Mactra intermedia* N. MAC. Trecerea spre *M. bulgarica* var. *elongata* MAC. Orizontul de trecere (Nisipurile de Mingir).
 Fig. 16—18. — *Mactra bulgarica* TOULA. Sarmațian superior, Hocenii.
 Fig. 19 — *Mactra caspia* var. *sinzowi* A. PAVLOV. Sarmațian superior, Hocenii.
 Fig. 20. — *Mactra* cfr. *bulgarica* var. *elongata* MAC. Orizontul de trecere (Nisipurile de Mingir).

¹⁾ Figurile sînt în mărime naturală. Originalele se găsesc în colecția Laboratorului de Geologie, Universitatea Iași.

CERCETARI GEOLOGICE IN BAZINUL TRANSILVANIEI (REGIUNEA ALBA IULIA — SIBIU — FAGARAŞ — RUPEA)

DE
MIRCEA D. ILIE

TABLA DE MATERII

	Pag
A) Fundamentalul cristalin	255
B) Sedimentarul	263
1. Cretacic mediu-superior	264
a) Cenomanian	264
b) Turonian-Senonian	266
c) Senonian superior	268
2. Paleogen	277
a) Eocen	277
b) Oligocen	290
3. Neogen	292
a) Miocen	292
Acvitanian	292
Burdigalian	294
Tortonian	296
Sarmaţian	306
b) Pliocen	317
Ponţian	377
Dacian	331
4. Pleistocen	334
5. Consideraţii tectonice asupra Neogenului şi Pleistocenului	336
Regiunea Alba Iulia—Sebeş—Ocna Sibiului	341
Regiunea Sibiu	344
Regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr	345
Regiunea Mereşti—Rupea—Grînari—Hălmeag	349
Raporturile suprastructurii cu fundamentul	351
Anticlinale de văi	354



Văi anticlinale	358
Tectonica și efuziunile neogene	358
C) Vîrsta mișcărilor tectonice	359
Bibliografie	361

Situația geografică. Intr-o lucrare anterioară am prezentat rezultatele studiilor făcute în partea de vest a Bazinului neogen al Transilvaniei și anume în zona cutelor cuprinse între V. Someșului și V. Mureșului. Studiul de față se referă la aceeași zonă periferică cutată, dezvoltată în partea meridională a Bazinului Transilvaniei. Limita nordică a regiunii cercetate o formează aproximativ paralelul ce ar trece prin orașele Alba Iulia și Odorhei. La sud delimitarea este precizată de marginea nordică a Munților Sebeș, Cibin și Făgăraș. Munții Apuseni formează limita de vest a regiunii, iar Munții Perșani limita ei răsăriteană.

Orografia. Relieful apare cu însușiri distincte. La sudul localităților Săscior, Săliște, Porcești, Breaza se dezvoltă relieful muntos al Carpaților meridionali, cu altitudinile cele mai ridicate. După relieful muntos-alpin, ce caracterizează creasta Făgărașului, urmează relieful atenuat, cu tendința de peneplenizare, al regiunii acoperite de pășunat și pădure. Racordarea acestui relieful cu Bazinul Transilvaniei se face prin intermediul colinelor piemontane, care se desfășoară în tot lungul contactului dintre Carpații meridionali și Bazinul Transilvaniei. Depozitele neogene dau un relief ușor ondulat. În partea nordică, colinele ating maximum de altitudine, ele reprezentînd culmea de separare a apelor dintre afluenții Oltului și ai Tîrnavei Mari. Continuitatea colinelor este întreruptă de suprafețele plane ale teraselor Oltului, dezvoltate pe marginea nordică a Făgărașului și cea vestică a Perșanilor, precum și de terasele Cibinului de pe teritoriul localităților Rășinari, Poplaca, Gura Rîului, Sibiu-Selimbăr.

Hidrografia. Cea mai mare parte din rețeaua hidrografică este tributară Oltului. În partea de vest, V. Oltului este orientată nord-sud și formează limita dintre Munții Perșani și Bazinul Transilvaniei. Aci afluenții săi sînt orientați est-vest, cu excepția celor nordici (V. Homorodului), care curg de la nord spre sud. Între Șercaia și Avrîg, Oltul, schimbînd de direcție, își dirijează apele de la est spre vest. Partea mediană a regiunii se caracterizează prin aspectul arborescent al rețelei hidrografice. Văile Cibinul, Sadu, Hărtibaciul, colectînd apele din trei direcții diferite, se înmănușează spre sud astfel că la Porcești formează un singur curs: Oltul pregătit pentru traversarea Carpaților meridionali își schimbă direcția pentru ultima dată.

Sectorul nord-est al regiunii este străbătut de o parte din afluenții Mureșului, care constituie limita dintre Munții Metaliferi și Bazinul Transilvaniei.



Afluentul principal al Mureșului este V. Secașului, o vale asimetrică ce curge de la SE către NW. V. Sebeșului, orientată S—N, are caracterul unei văi tinere lipsită de terase de la Săscior spre sud. Limita de separare a apelor între bazinul Oltului și cel al Mureșului o constituie creasta deluroasă Săliște—Topîrcea—Armeni, iar limita dintre Tîrnava Mare și Olt o formează creasta împădurită dintre localitățile Slimnic și Vurpăr care depășește altitudinea de 800 m. Colmatarea puternică a Cîbinului, suferită în dreptul Sibiului, a provocat captura importantă, produsă de V. Vișei. Puterea erozivă slabă a rețelei hidrografice face ca deschiderile naturale să fie reduse la cele aflate sub terase. Profilele continue în depozitele neogene lipsesc. La descifrarea tectonice ne vin în ajutor rîpîile de pe malul drept al Oltului (Voila—Săcădate).

Expunerea sumară a bibliografiei. Bibliografia referitoare la partea de sud a Bazinului Transilvaniei cuprinde o serie de lucrări de detaliu, care se referă la spații restrînse. Materialul bibliografic existent aparține la trei faze distincte. Prima fază începe de la cele dintîi indicații pînă la apariția studiului asupra « Geologiei Transilvaniei », datorit lui HAUER și STACHE (43). ACKNER (1) s-a ocupat cu resturile de Vertebrate din V. Hărtibaciului și cu flora de la Săcădate (1855). NEUGEBOREN (80, 81) a descris resturile de Pești de la Săcădate și de la Porcești. ANDRAE a cercetat flora (1853) și fauna 1855) de la Săcădate, precum și salzele de la Ruși. FUSS (26) s-a ocupat cu Foraminiferele miocene de la Sebeș. CZEKELIUS (20), în monografia izvoarelor sărate și a masivelor de sare din Transilvania, a cuprins și pe cele din regiunea noastră. FILTSCH (24) a descris cărbunii mioceni de la Sebeș. BIELZ (10) a cercetat geologia Sibiului (1852) și a urmărit sondajele făcute pentru alimentarea cu apă a acestui oraș. SCHNELL (108) a analizat ivirile de sare de la Ocna Sibiului (1856). STEINDACHER (113) s-a ocupat cu vestita faună dela Săcădate (1859), iar HAUER (42) a precizat vîrsta depozitelor dezvoltate pe teritoriul acestei localități, importante din punct de vedere paleontologic (1860).

Toate aceste observațiuni au fost utilizate în monografia geologică a Transilvaniei de către F. HAUER și G. STACHE (1863). Regiunea noastră se află descrisă în trei capitole. În capitolul referitor la Munții Sebeșului și Cîbinului este menționată geologia regiunilor: Pianul de Sus, Apoldul Mare, Săscior, Dobîrca, Sebeșel, Sebeș, V. Sebeșului, Orlat, Rășinari, Cîsnădioara.

Capitolul privind Munții Făgăraș cuprinde descrierea regiunilor Tălmaci, Porcești, Sebeșul de Sus și Sebeșul de Jos, iar cel al ținutului dintre Olt și Tîrnava Mare se referă la teritoriul localităților Sebeș, Sibiu, Ocna Sibiului, Ruși, Săcădate, Galați, Rupea.

Faza a doua a cercetărilor este cuprinsă între anii 1863—1900 și se caracterizează prin aprofundarea problemelor de stratigrafie și apariția studiului referitor la depozitele terțiare din Bazinul Transilvaniei întocmit de A. KOCH (58). În această fază au apărut următoarele lucrări mai importante:



POŠEPNY (99) s-a ocupat cu stratigrafia sării și cu salinele din Transilvania (1867). D. STUR (116) a determinat flora de la Săcădate și Cornățel. M. BIELZ a descris izvoarele minerale (1882) și depozitele ponțiene (1894), SCHUSTER (1882) vulcanii noroioși de la Ruși, FISCHER izvoarele sărate din regiune (1887). PHLEPS (1894) s-a ocupat de alimentarea cu apă a localităților Sibiu și Tâlmaci. BLANCKENHORN (1900) a analizat Cenomanianul de la Cisnădioara.

A. KOCH (62), în studiul Bazinului Transilvaniei, s-a ocupat numai de subdiviziunile terțiare. A utilizat toate rezultatele cercetărilor anterioare privind stratigrafia și tectonica. S-a ocupat de Eocenul de la Alba Iulia și Porcești, de Mediteraneanul II, Sarmațian și Ponțian. Date asupra tectonicei Neogenului lipsesc.

A treia fază durează de la 1900 la 1917, când se face trecerea dela cercetările stratigrafice la cele tectonice. Se execută lucrări de detaliu cu caracter local (HALAVÁTS) și se descifrează stratigrafia și tectonica Șisturilor cristaline (G. MURGOCI, M. REINHARDT). Cu anul 1911 se trece la cea de a patra fază, marcată prin studiul tectonic al Bazinului Transilvaniei, în vederea descoperirii elementelor structurale proprii acumulării de gaze naturale. S-a procedat metodic și s-a obținut prima hartă tectonică a Bazinului Transilvaniei. Echipa geologică a fost condusă de BOECKH. În regiunea noastră s-au executat următoarele cercetări de către școala de la Budapesta în intervalul 1911—1917: H. BOECKH a făcut descrierea tectonică a Bazinului Transilvaniei (1911) și a arătat importanța lui economică (1913), M. PÁLFI s-a ocupat de asemenea cu tectonica descifrată de echipa BOECKH (1912) iar PÁVAI VAJNA (1915) a arătat cauzele acestor deformări tectonice. GAÁL (1912) a studiat stratigrafia și tectonica Neogenului.

În anii 1913—1917 au apărut de asemenea câteva lucrări cu caracter local. Astfel HALAVÁTS (31—36) publică datele referitoare la regiunile: Vurpăr — Cașolț — Gușterița (1913), Nocrich — Hosman — Săcădate (1913) și Cincul Mare (1915).

FR. PÁVAI VAJNA (1913—1917) s-a ocupat de regiunea Făgăraș—Rucăr, iar VITALIS de sectorul de SE al Bazinului Transilvaniei.

Școala românească s-a relevat prin considerații tectonice și contribuții stratigrafice. În anul 1924, LOBONȚIU și SĂLĂGEANU (67) s-au ocupat de problema sării din Transilvania. MRAZEC și JEKELIUS (75) au expus o sinteză asupra structurii Bazinului Transilvaniei. În anul 1932 MRAZEC (76) a arătat rolul acestui bazin în cadrul depresiunilor interne carpatice, iar în anul 1935 s-a ocupat de importanța zăcămintelor de gaze naturale (78). Au urmat cercetările lui A. VANCEA și V. CIUPAGEA referitoare la zăcămintele gazeifere. A. VANCEA (121) a analizat partea de sud-vest a Transilvaniei (1942) și regiunea Agnita. Z. TÖRÖK (120) s-a ocupat cu Neogenul regiunii Crihalma—Rupea — Orășeni precum și cel de la nordul regiunii noastre. În 1936, N. ARABU (8) a



determinat formele sarmațiene și pontiene din sudul Bazinului Transilvaniei și a discutat problema Meotianului. Cercetările cele mai recente se datoresc lui G. CERNEA, care a urmărit culele regiunii Ocnișoara—Blaj (1948—49), Agnita (1950) și Făgăraș (1951).

Hărți geologice. Partea meridională a Bazinului Transilvaniei se găsește figurată pe toate hărțile geologice la scară mare și anume: harta Transilvaniei a lui BEUDANT (1822), HAUER și STACHE (1863), harta Institutului Geologic al Universității din Cluj (1922) și Institutului Geologic de la București la scara 1: 1.500.000 (1927) și 1: 500.000 (1940). Hărțile detaliate referitoare la Cristalinul Carpaților se datoresc lui REINHARDT (1909), MURGOCI (1910), VENDL (1914), A. STRECKEISEN (1932) și ȘT. GHICA (1937). Depozitele sedimentare din partea de sud-vest sînt reprezentate pe harta lui NOPCSA la scara 1: 200.000. Hărțile geologice ale Bazinului Transilvaniei se prezintă sub formă de schițe privind întreaga unitate sau porțiuni restrînse. Schițe generale la scara 1: 1.500.000 se datoresc lui MRAZEC, JEKELIUS și CIUPAGEA, iar cele locale lui A. VANCEA (Blaj, Agnita) și Z. TÖRÖK (Șeica Mare — Sighișoara — Orășeni—Crihalma).

Datele cartografice ale echipei BOECKH nu au fost publicate; manuscrisul a fost întocmit la scara 1: 200.000.

Lucrarea prezentă este continuarea cercetărilor întreprinse în partea de vest a Bazinului Transilvaniei (Cojocna—Turda—Aiud) și a fost executată astfel:

1. Regiunea Alba Iulia—Roșia—Ocna Sibiului în anul 1949,
2. Regiunea Sebeș—Sibiu—Avrig în 1950,
3. Regiunea Vurpăr—Săcădate—Noul Român în 1951,
4. Regiunea Porumbac—Arpaș—Meighindeal și
5. Regiunea Hălmeag —Rupea—Orășeni în 1952.

Cercetările geologice s-au executat pe foile topografice la scara 1: 25.000 și 1: 20.000.

Condițiile geologice caracteristice regiunii noastre au impus schimbări de metodă în timpul cercetărilor. Zona sudică, alcătuită din sisturi cristaline, este bogată în deschideri, tipurile de roce sînt variate și cu tranziții, iar problemele tectonice ca și cele cartografice sînt reduse în comparație cu alte regiuni cristaline. Zona sedimentară de pe marginea nordică a sisturilor metamorfice, înregistrînd o serie de transgresiuni, prezintă complicații cartografice. În fine, zona neogenă se caracterizează printr-o uniformitate litologică, deschideri naturale rare și probleme tectonice variate.

A) FUNDAMENTUL CRISTALIN

Limita sudică a Bazinului Transilvaniei o formează marginea de nord a Munților Sebeșului, Cîbinului și Făgărașului, alcătuită dintr-un complex de



roce silicioase, argiloase și calcaroase, antecarbonifere, care au suferit un metamorfism gradat. Această zonă cristalină nu a format obiectul unui studiu de ansamblu, pentru lămurirea ei s-a uzat de cunoștințele obținute din cercetarea catenei întregi.

În anul 1822, BEUDANT (9) a descris « rocele primitive » din Făgăraș, reprezentate prin micașisturi, roce amfibolice și calcare zaharoide. Micașisturile sînt simple sau constituite din grenat, disten și « stanestid », iar calcarele conțin tremolită. FICHTEL a descoperit acest din urmă mineral în Munții Sebeșului și l-a denumit « sebeșit ».

I. BOECKH și B. INKEY au deosebit trei grupe cristaline, care se găsesc reprezentate pe harta geologică a Ungariei, imprimată în anul 1896. L. MRAZEC (74) a precizat existența numai a două grupe și anume grupa I, formată din roce metamorfice cata-mesozonale, și grupa II, de tip epizonal. Grupa I MRAZEC corespunde grupei II BOECKH, iar grupa II MRAZEC se suprapune grupei III BOECKH.

A doua contribuție datorită lui MRAZEC, referitoare la petrografia rocilor metamorfice din Carpații meridionali, este eliminarea grupei I BOECKH din complexul cristalin, pe motivul că ea cuprinde roce eruptive intrusive. Grupa I MRAZEC, sau grupa gnaiselor și micașisturilor după SCHAFARZIK, cuprinde micașisturi, amfibolite, calcare cristaline cu grăuntele mare, gnaise micacee precum și injecțiuni de aplite, pegmatite și gnaise granitice. Grupa II MRAZEC sau grupa filitelor (SCHAFARZIK) este formată din cuarțite, corneene, șisturi sericito-cloritoase, șisturi grafitice, filite, calcare cristaline cu bobul mărunt.

Repartiția grupelor cristaline pe marginea de nord a Munților Sebeș—Făgăraș este următoarea: În Munții Sebeș și Cibin (fig. 1) predomină grupa I, asociată cu gnaise oculare, iar rocele filitice sînt restrînse la regiunea Cărpiniș (Sebeș) și regiunea Rășinari (Sibiu). Grupa II de pe malul drept al Oltului reprezintă continuarea din Munții Făgărașului, unde are o dezvoltare mare, întinzîndu-se pe întreg versantul nordic și depășind la sud linia de separare a apelor. M. REINHARD (102), ocupîndu-se de versantul meridional al Munților Făgăraș, a deosebit următoarele tipuri de roce: șisturi cristaline (filite, micașisturi, amfibolite), roce eruptive de adîncime (Gnais de Cozia, Gnais de Cumpăna) și roce filoniene (granit-porfir, pegmatite, aplite și diabaze porfiritice). A. VENDL (122) s-a ocupat în anii 1913—1914 cu studiul petrografic al Cristalinului din Munții Cibinului (Rășinari). A. STRECKEISEN (114) a deosebit în grupa I MRAZEC cinci serii cristaline, cărora le-a dat denumirile catenelor unde predomină. Cristalinul Lotrului este format din paragneise, micașisturi și numeroase injecțiuni de aplite și pegmatite, Cristalinul Parîngului este alcătuit din corpuri granitodioritice diaforitizate, Cristalinul Făgărașului este format din roce epizonale, amfibolite și diabaze, Cristalinul Coziei este constituit din gnaise oculare și învelișul lor iar Cristalinul Leaotei din șisturi cloritoase și micașisturi. Cristalinul din Poiana Ruscă a fost considerat de acest



autor ca aparținând în bună parte seriei epizonale. Din aceste serii, regiunea noastră cuprinde Cristalinul Făgărașului, care s-ar dezvolta la est de linia Rășinari—Brezoi, și Cristalinul Lotrului, extins pe tot cuprinsul Munților Cibin și partea sudică a Munților Sebeș. Regiunea cuprinsă între localitățile Cugir—Dobîrca—Săscior prezintă afinități cu seria de Făgăraș precum și cu cea din Poiana Ruscă.

O. SCHMIDT, în cercetările sale asupra Făgărașului de vest, a făcut următoarele precizări: Cristalinul Lotrului prezintă un metamorfism cata-meso-



Fig. 1. — Șisturile cristaline din Valea Sadului.

zonal post-tectonic (mesozoic), iar Cristalinul Făgărașului, cu caracter meso-epizonal, s-a realizat în trei faze diferite (faza veche, faza hercinică și faza alpină).

Șisturile cristaline din nordul Munților Sebeș și Cibin reprezintă marginea septentrională a Cristalinului getic, format în cea mai mare parte din șisturi micacee biotitice și uneori cu epidot. Între Gura Rîului și Sadu se întâlnesc frecvente impregnații interstratificate de aplită și pegmatite (Rășinari — Păltiniș). Gnaisle oculare biotitice, cu contururi amebiforme și cu orientarea generală est-vest, apar pe întinderi variate în următoarele regiuni: Săscior—Pe Deal, Poiana, Gîrbova, Gura Rîului și V. Sadului.

Calcarele cristaline albe, roze, cenușii sau rubanate formează bancuri interstratificate cu grosimi variabile (1 dm — 10 metri) și se dezvoltă între Căpîlna și Apold ca o bandă continuă orientată est-vest, precum și între Poplaca și Rășinari, unde orientarea devine nord-vest—sud-est. În cuprinsul șisturilor

micacee biotitice se dezvoltă o zonă alcătuită din roce cu metamorfism mai atenuat și anume: șisturi cuarțitice cu muscovită, biotită și granat (Căpîlna—Cărpiniș,—Poplaca—V. Sadului). Rocel de tip epizonal, reprezentate prin filite negre, șisturi sericitoase, șisturi cloritoase, se dezvoltă în regiunile Rășinari—Poplaca—Cisnădioara, Orlat și Săliște. Repartiția geografică arată că dezvoltarea rocelor epizonale este legată de partea periferică a Munților Cibin și Sebeș și indică o continuitate spre est cu seria epizonală de pe versantul nordic al Făgărașului.

Deschiderile clare oferite de văile clinei nordice a acestor munți arată o uniformitate litologică. Tipurile de roce întâlnite pe aceste văi (Sebeș, Avrîgel, Porumbac, Porumbăcel, Arpaș) sînt: cuarțite negre, cuarțite sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, micașisturi cu grenați și calcare cristaline. Modul de prezentare pe teren al diferitelor tipuri de șisturi cristaline în cele trei masive muntoase de la limita sudică a Bazinului Transilvaniei demonstrează repetarea simplă, stratigrafică, a rocelor cu metamorfism diferit. Șisturile cristaline epizonale prezintă treceri gradate la cele meso-catazonale. Continuitatea lor nu este întreruptă în sens transversal așa cum a afirmat STRECKEISEN (114). Suprafața de șariaj dintre Cristalinul Cibinului și cel al Făgărașului este numai o ipoteză, pe care observațiile de teren nu o confirmă. Același conținut stratigrafic se constată și în Munții Sebeșului. Lipsa unor suprafețe delimitante, cu valoare tectonică, în masa cristalină și evidențiate de depozite permo-mesozoice, cum apar în restul Carpaților meridionali, arată că existența în comun a rocelor cata-mesozonale cu cele epizonale nu se datorează unor fenomene tectonice ci unei situații stratigrafice corespunzătoare masei sedimentare inițiale. Situația calmă a acestei zone cristaline pledează pentru o diferență de facies în procesul de metamorfism. Tipurile de roce cu metamorfism diferit, aflate într-o asociație intimă, aparțin la aceeași unitate stratigrafică, alcătuită dintr-o alternanță de argile, nisipuri și calcare.

Descrierea petrografică. Cristalinul de la limita sudică a Bazinului Transilvaniei este reprezentat prin următoarele grupe de roce: șisturi cristaline (filite, micașisturi, amfibolite), gnaise de injecție și roce filoniene (aplite, pegmatite).

Șisturile cristaline formează masa principală a zonei cristaline cercetate și este alcătuită din următoarele tipuri de roce: cuarțite, cuarțite sericitoase, șisturi sericito-cloritoase, micașisturi și amfibolite. Cuarțitele negre apar ca intercalații rare în complexul cristalin. Sînt de culoare neagră, în bancuri de cîțiva metri grosime, dure și cu spărtura așchioasă. Provin din cuarțitele sericitoase prin mărirea cantității de cuarț și a substanței cărbunoase. Cuarțitele sericitoase rezultă din cuarțite prin apariția sericitei, sînt de culoare albă cu luciu argintiu și apar ca intercalații rare în șisturile sericito-cloritoase. La microscop se caracterizează prin prezența cuarțului cu conturul detritic, în bună parte recrystalizat. Lamellele de sericită sînt dispuse paralel; infiltrîndu-se



printre grăunțele de cuarț, împrumută rocei structura paralelă. Minerale accesorii: turmalina, zirconul, clorita. Filitele sericito-cloritoase sînt de culoare cenușie, cu lăciu argintiu sau cenușii-verzui, au șistuoizitatea pronunțată și uneori arată cute secundare, ondulații strînse cu dimensiuni de cîțiva cm.

Elementele componente care apar la analiza microscopică sînt: grăunțe de cuarț echigranular cu extincție ondulatorie, în strătulețe sau lenticular; sericita, ca lamele fine, răspîdită printre granulele de cuarț și cu dispoziția paralelă; clorita (penin) slab policroică, în grăunțe izolate sau sub forma de plaje. Ca elemente accesorii se disting rutilul, sfenul, ace sau grăunțe de turmalină și substanțe cărbunoase. Cuarțitele sericitoase reprezintă o rocă sedimentară argilo-marnoasă metamorfozată.

Calcaro-dolomitele cristaline se găsesc bine dezvoltate pe versantul nordic al Făgărașului, prezentîndu-se ca intercalații în complexul șistos, groase de cîțiva dm sau metri. Sînt de culoare albă, alb-gîlbuie, cenușie sau rubanate. Masa rocei este microcristalină, cu rare grăunțe mari, rotunjite, iar structura este clastică. Prezența substanței cărbunoase scoate în evidență stratificația paralelă. Mineralele accesorii care apar în masa calcarelor sînt: cuarțul, muscovita, clorita și pîrita.

Micașisturile sînt roce șistoase de culoare cenușie, cenușie-verzuie, cenușie-negricioasă, care provin din șisturile sericito-cloritoase printr-un metamorfism mai ridicat. Sînt formate dintr-o alternanță de pături de cuarț și strătulețe de mică, ce împrumută rocei șistuoizitatea.

Observate la microscop, arată cuarțul cu structura granoblastică și extincția onduloasă, cu dispoziția în pături subțiri sau în cuiburi mici. Mica este reprezentată prin muscovită și biotită, care se găsesc asociate între ele, formînd strătulețe paralele, în alternanță cu cuarțul. Biotita cu aureole policroice și incluziuni de cuarț și sfen se întîlnește în cantități variabile față de muscovită, din care cauză se schimbă culoarea rocei. Micașisturile cu granați se deosebesc de cele de mai sus prin prezența porfiroblastelor de granat cu diametrul cuprins între 1 mm — 1 cm. Granatul izotrop, brun-roșcat, conține incluziuni de cuarț și biotită. În afară de aceste micașisturi, REINHARD (102) a descris pe versantul sudic al Făgărașului micașisturi cu porfiroblaste de albit, micașisturi cu stauroid, micașisturi cu disten.

Între filite și micașisturi nu există limite de separație ci se constată tranziții care constă din înlocuirea sericitei prin muscovită și biotită.

Amfibolitele sînt roce compacte de culoare verde-brună, cu structura paralelă vizibilă prin alternanțe colorate diferit de amfiboli, cuarț și feldspați. Textura poate fi fluidală, diablastică sau granuloblastică din cauza grupării amfibolilor. La microscop se deosebește cuarțul în pături, cu contur poligonal și cu incluziuni, care întrece cu mult cantitatea de feldspat. Feldspatul plagioclaz este maclat sau nemaclat. Cantitatea elementelor melanocrate variază mult față de amfiboli. Apare de asemenea hornblenda comună și granatul

brun-roșiatic. Elemente accesorii: clinozoisit, granat, apatit, ilmenit. După cantitatea elementelor componente se disting: șisturi amfibolice, amfibolite feldspatice, amfibolite și amfibolite cu granați.

Gnaise de injecție. Pe V. Sebeșului (Săscior—Căpîlna), la Poiana, Gura Rîului și la Sadu—Tălmăcel se întâlnesc gnaise de injecție oculare, intercalate în complexul micașisturilor biotitice. Ele prezintă textura paralelă, cu noduri de feldspat în dimensiuni cuprinse între 2—6 cm. Gnaisul ocular este biotitic și conține o biotită foarte policroică. La microscop se observă structura



Fig. 2. — Pegmatite. V. Sadului, Munții Cîbirului.

granoblastică și apar următoarele minerale componente: cuarțul, cu conturul dințat și extincție onduloasă, feldspatul plagioclaz, maclat, cu incluziuni de cuarț sau sericită, microclinul proaspăt conținând grăunțe de cuarț sau biotită, biotita cu policroism puternic, în parte cloritizată, cu aureole pleocroice și incluziuni de apatită, zircon, magnetită și titanit, muscovita care apare rar în lamele pînă la 1 mm lungime. Minerale accesorii: apatită, magnetită.

Roce filonice. Aplitele și pegmatitele (fig. 2), roce acide, diferențiate, apar frecvent interstratificate în șisturile cristaline de la Rășinari—Păltiniș. La microscop se observă următoarele minerale componente: microclin proaspăt și cu concreșteri micropegmatitice de cuarț, plagioclaz în diametru de 5 mm — 3 cm, conținând lamele de sericită, grăunțe de epidot, grăunțe de cuarț, microclin și biotită, cuarț echigranular (0,5—3 mm), cu incluziuni de microclin și plagioclaz, biotită rară cu policroism ridicat, cloritizată și conținând incluziuni de epidot, apatită, zircon, titanit și magnetită, muscovită rară

în lamele de 0,1 — 0,5 mm, turmalină în prisme mari, cu policroismul foarte puternic, conținând incluziuni de cuarț, muscovită, apatită și magnetită. Minerale accesorii: epidot, titanit, apatită.

Considerațiuni tectonice. La rezolvarea problemelor tectonice din zona cristalină din partea sudică a Bazinului Transilvaniei s-a pornit de la chestiunea cea mai simplă: poziția în spațiu a stratelor. LEHMANN a precizat că direcția stratelor este est-vest, iar căderea lor nordică. G. PRIMICS a arătat că înclinarea generală a șisturilor este NE și că numai rareori devine nordică. Această părere a fost însușită de REINHARD și completată în sensul că numai în vestul Făgărașului căderile sînt nordice, pe cînd pe versantul sudic șisturile cristaline manifestă înclinări sudice.

B. INKEY a trecut la identificarea zonelor structurale în Carpații meridionali, precizînd existența unei zone anticlinale a Făgărașului, care se continuă pe marginea de nord a Munților Sebeș. Această zonă ar face parte din sistemul carpatic, spre deosebire de zonele de cute Mîndra și Cozia, repartizate de autor sistemului balcanic.

Detalii de ordin structural sînt cunoscute în Făgăraș, unde REINHARD (102) a identificat:

1. Falia Frunțile—Ghițu de pe marginea nordică a Gnaisului de Cozia, discutată de REDLICH, MURGOCI și I. P.-VOITEȘTI,
2. Falia Zănoaga—Cremenea de pe flancul sudic al Gnaisului de Cumpăna,
3. Falia Negoii—Vf. Capra—Vîrtoapele, care separă seria epizonală Podeanu—Rîiosu, de seria cata-mesozonală Negoii—Suru.

Într-o a doua fază, GR. ȘTEFĂNESCU, SABBA ȘTEFĂNESCU, B. INKEY, I. BOECKH, FR. SCHAFARZIK au observat că între seriile cristaline intervin dislocații puternice de valoare unor șariaje. G. MURGOCI (79) a stabilit existența unor fenomene tectonice importante, dezvoltate pe suprafețe întinse. A demonstrat că grupa I cristalină reprezintă o unitate tectonică de ordinul unei pînze de șariaj formată în timpul Cretacicului inferior. Corpul pînzei numită «Pinza Getică» este constituit din Cristalinul grupei I și sedimentarul său iar autohtonul din Cristalinul grupei II și sedimentarul dinamometamorfizat, prins sub planul de încălecare. Zona de rădăcină este localizată în Munții Semenici—Poiana Ruscă—Făgăraș, petelele de acoperire au fost descoperite în Cristalinul Godeanu și Podișul Mehedinți, iar autohtonul apare bine dezvoltat în semifereastra Parîng—Miroci. Structura în pînză a fost verificată și confirmată de STRECKEISEN (1932) și apoi completată în modul ei de dezvoltare de AL. CODARCEA (1936). STRECKEISEN (114) a prezentat o nouă schemă tectonică, introducînd Pinza superioară Poiana Ruscă—Sebeș Nord—Făgăraș, suportată de Pinza Getică. Argumentul principal în demonstrarea acestei noi unități tectonice este considerat Cretacicul mediu (?) și Cretacicul superior de la Săscior, care este figurat ca fiind cuprins între partea superioară a



Pînzei Getice și baza Pînzei Poiana Ruscă. Suprafața de șariaj a acestei pînze noi (STRECKEISEN) este orientată est-vest în Munții Sebeșului și apoi nord-sud la limita între Cibin și Făgăraș (Rășinari—Brezoi). Pinza superioară Poiana Ruscă nu a fost verificată de observațiile de teren mai noi. Pinza Getică a fost demonstrată prin suprapunerea inversă a celor două grupe cristaline cu metamorfism diferit și prin intervenția pe suprafața de șariaj a depozitelor mesozoice dinamometamorfizate. În cazul Pînzei Poiana Ruscă suprapunerea inversă a grupelor cristaline nu este vizibilă; Cristalinul epizonal al Făgărașului încalcă pe cel catamesozonal al Cibinului și Lotrului. Depozitele mesozoice (Triasic, Juristic, Cretacic inferior) nu jalonează contactul anormal dintre cele două grupe de Cristalin. Ele apar numai la Săscior, unde sînt reprezentate prin depozite cretacic-superioare cu caracterele formațiilor post-tectonice. Tranzițiile continue și repetate între rocele epizontale și cele cata-mesozonale pledează de asemenea contra șariajelor susținute de STRECKEISEN. ST. GHICA-BUDEȘTI (31) a demonstrat, pe baze petrografice, inexistența Pînzei Poiana Ruscă—Sebeș—Făgăraș.

Cercetările făcute în Munții Trascăului (53) ne-au pus în situația de a constata suprapuneri inverse ale zonelor cristaline metamorfizate diferite. Aceste fenomene ar putea fi interpretate la prima observație, ca deformări tectonice de gradul șariajelor. Urmărite însă îndeaproape am constatat existența unor tranziții gradate între seriile cu metamorfism diferit. Tectonica este simplă și anume este dirijată de solicitările cutelor în sensul invers al mersului general. Suprafețele separatoare nu prezintă suprafețe de șariaj marcate de brecii tectonice sau depozite sedimentare cu fenomene de dinamometamorfism. Aplicînd aceste constatări în cazuri similare de intervenție a litofaciesurilor se pot evita interpretările tectonice.

Urmărind raporturile dintre marginea septentrională a Cristalinului getic și depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei se constată în general raporturi de suprapunere normală. Depozitele cretacice (Săscior, Cislădioara), paleogene (Porcești) și cele neogene se reazemă discordant pe fundamentul cristalin. Ele prezintă înclinări convergente, orientate spre interiorul Bazinului Transilvaniei. Aceleași căderi le manifestă și Cristalinul zonei septentrionale. Analiza discordanțelor unghiulare ne conduce la concluzii importante privind deplasările pe verticală ale sedimentelor. Calcarele eocene de la Porcești prezintă căderi nordice de 45° , la fel ca șisturile cristaline, pe care se reazemă. Această situație demonstrează poziția orizontală a Cristalinului în timpul sedimentării Eocenului și totodată numărul de grade cu care s-au ridicat pe verticală șisturile cristaline din Paleogen pînă astăzi. Depozitele tortoniene arată același sens de înclinare cu șisturile cristaline, însă numărul de grade este mai mic și anume de 20° . Raportînd vîrsta calculată prin metode fizice la numărul de grade, se poate deduce viteza de deplasare pe verticală a Cristalinului și a cuverturii sale sedimentare.



Căderile contrare ale Șisturilor cristaline față de cuvertura sedimentară se întâlnesc rar (Dobîrca, Cislădioara) și ne-ar putea face să admitem existența unui contact ezitant Cristalin-Sedimentar. Cercetînd îndeaproape necorespondența căderii stratelor observăm că înclinările contrare ale Șisturilor cristaline nu sînt însoțite de rocele sedimentare și deci nu ne găsim în prezența unui contact anormal. Depozitele sedimentare își păstrează căderile către interiorul bazinului, rezemîndu-se normal pe fundamentul cristalin prin intermediul unei suprafețe de eroziune. Pe teritoriul localității « Pe Deal » se observă o importantă suprafață de abraziune, acoperită de Tortonian, fapt ce demonstrează continuitatea Șisturilor cristaline pe sub depozitele Bazinului neogen al Transilvaniei. Aparițiile de Șisturi cristaline de la Gîrbova și Cîlnic—Pe Deal arată întinderea lor la distanță de 2—3 km față de contactul Cristalin-Neogen. Prezența fundamentului cristalin se manifestă sub forma unei insule înconjurată de depozitele neogene la Poplaca (Măgura).

Marginea nordică a Făgărașului fiind rectilină, iar versantul septentrional în contrast cu cel sudic, fiind un abrupt, s-a considerat existența unei falii: Falia Făgărașului. Aspectul morfologic nu corespunde însă unei dislocații longitudinale. Masa cristalină, după cum am văzut, arată căderi permanente spre nord, conforme cu cele ale Sedimentarului. Limita de demarcație nu reprezintă un plan de falie, ea arată în talvegul văilor principale avansarea Șisturilor cristaline spre aval. Aspectul cartografic al limitei Cristalin-Miocen precum și căderile nordice ale ambelor formațiuni sînt dovezi pentru continuitatea Șisturilor cristaline în fundamentul Bazinului Transilvaniei.

B) SEDIMENTARUL

Partea meridională a Bazinului Transilvaniei, cu excepția micilor insule cristaline și apariția rocilor efuzive neogene, este alcătuită din roce sedimentare. Depozitele sedimentare cunoscute aparțin următoarelor subdiviziuni:

Pleistocen

Neogen	{	Dacian
		Ponțian
		Sarmațian
		Tortonian
		Burdigalian
		Acvitanian

Paleogen	{	Oligocen
		Eocen

Cretacic	{	Senonian superior
		Turonian superior — Senonian inferior
		Cenomanian



1. CRETACIC MEDIU-SUPERIOR

a) CENOMANIAN

Cele mai vechi depozite din partea meridională a Bazinului Transilvaniei sînt localizate la contactul cu Șisturile cristaline și aparțin Cenomanianului din apropierea localității Cisnădioara. Identificarea s-a făcut pe baza fosilelor colectate încă din anul 1849, probabil în urma lucrărilor de exploatare a cărbunilor. Colecția formată din 35 Moluște și Echinide se află la Muzeul de Științe Naturale din Sibiu. Primele determinări se datoresc lui ACKNER care, alături de *Acanthoceras rhotomagense*, specie caracteristică Cenomanianului, a menționat forme aparținînd la subdiviziuni diferite: *Posydonomya beckeri*, *Nautilus aturi*, *Scaphites aequalis*, *Goniatites höninghausi*, *Baculites anceps*, *Hamites* sp., *Scaphites ignota*.

BLANCKENHORN (15), reluînd studiul colecției din muzeul de la Sibiu, a indicat erorile făcute de ACKNER. Astfel *Posydonomya beckeri* reprezintă specia *Inoceramus* cf. *virgatus*, *Scaphites* este un *Acanthoceras mantelli*, iar *Hamites* un *Forbesiceras*. Acest autor a descris succesiunea litologică și a dat lista revizuită a faunei cenomaniene de la Cisnădioara după cele 20 exemplare din colecția muzeului din Sibiu. Ea se compune din următoarele forme de Echinide și Moluște:

- Cidaris vesiculosa* cf. GOLDF.
- Holaster* cf. *carinatus* LAM.
- Inoceramus* cf. *virgatus* SCHLÜT.
- Trochus* n. sp. ind.
- Nautilus* cf. *fleuriassianus* D'ORB.
- Puzosia planulata* SOW.
- Puzosia* cf. *bhima* STOL.
- Acanthoceras rhotomagense* BRONGN.
- Acanthoceras mantelli* SOW.
- Acanthoceras cenomanense* PICT.
- Acanthoceras athleta* BLANCKENHORN
- Forbesiceras* cf. *subobtectum* STOL.
- Hamites* sp.
- Belemnites ultimus* D'ORB.
- Belemnites* sp.

Cenomanianul de la Cisnădioara se dezvoltă în partea de sud-vest a satului și prezintă deschideri clare în V. Argintăriei. Se reazemă discordant pe Șisturile cristaline și suportă normal Cretacicul superior. Litologic este reprezentat prin conglomerate poligene de culoare cenușie-verzuie, care prin alterație prind o patină feruginoasă. Elementele componente sînt reprezentate prin cuarțite albe, fumurii și roze, slab rulate și adeseori sparte, în diametru de 5 mm — 1 dm.



De asemenea se întâlnesc bucăți de șisturi cristaline de dimensiuni variate (1 cm — 1 dm). Mărimea elementelor variază pe verticală, în bază apar cele mai mari, iar la partea superioară devin din ce în ce mai mici. Cimentul este nisipos, micaceu; prin dezagregare conglomeratele trec în pietrișuri cuarțitice, iar solul împrumută culoarea ruginie. Aceste conglomerate poligene prezintă afinități petrografice cu conglomeratele cenomaniene din Munții Metaliferi și Perșani. Ele se reazemă direct pe Cristalin și sînt lipsite de fosile; condițiile sedimentației violente nu au favorizat dezvoltarea vieții. Prin înmulțirea elementelor cuarțitice, conglomeratele poligene devin conglomerate cuarțitice, iar prin dezvoltarea elementelor de calcare mesozoice se transformă în conglomerate calcaroase.

Gresiile conglomeratice rezultă de asemenea din conglomeratele poligene prin reducerea ca număr și dimensiuni a elementelor (cuarțite, șisturi cristaline) și prin sporirea cimentului grezos.

Gresiile micacee, cenușii-negricioase, dure, cu nodule scoase în relief prin spălare în talvegul văii, prezintă fragmente de plante incarbonizate și se observă la partea superioară a conglomeratelor. Marnele nisipoase, cenușii-negricioase cu patină albă-cenușie, bine stratificate, fosilifere, prezintă în relief păturile bogate în CO_3Ca .

Succesiunea de la Cîsnădioara: conglomerate, gresii, marne și gresii cu cărbuni, iar la partea superioară marne calcaroase cu *Acanthoceras rhotomagensis*, *Mantelliceras mantelli* și *Puzosia planulata*, prezintă mari asemănări cu Cenomanianul de la Ohaba (Bazinul Hațeg). Asociația speciilor *Acanthoceras rhotomagensis*, *Acanthoceras cenomanense*, *Mantelliceras mantelli* (fig. 3) și *For-*



Fig. 3. — *Mantelliceras mantelli* din Cenomanianul dela Cîsnădioara.

besiceras subobtectum precizează vîrsta cenomaniană a complexului detritic de la Cîsnădioara. Discuția rămîne asupra speciei *Puzosia planulata* Sow., după nomenclatura nouă *Puzosia sharpei* SPATH, caracteristică Albianului superior. Dacă o revizuire a formei ar conduce la specia *Puzosia subplanulata* SCHLÛT., de vîrstă cenomaniană, problema s-ar rezolva.

Cenomanianul de la Cîsnădioara, restrîns ca suprafață, ne dă posibilitatea de a face considerații paleogeografice. Conservarea lui se datorește existenței unui golf marin, acoperit de transgresiunea puternică din timpul Cenomanianului. Materialul detritic și Cefalopodele cu arie mare de răspîndire arată condițiile neritice de sedimentare. Prezența faunei asemenea celei de la Ohaba, comparativ bogată, pledează pentru o regiune relativ liniștită, instalată pe un amplasament cristalin. Depozitele de la Cîsnădioara stabilesc legătura de continuitate între Cenomanianul din Munții Metaliferi și cel din Perșani. Ele demonstrează prezența mării cenomaniene pe sub amplasamentul actual al Bazinului Transilvaniei, fapt constatat de unii cercetători. Materialul psefitic indică apropierea litoralului și violența sedimentației caracteristică Cenomanianului. Proveniența lui se datorește eroziunii puternice exercitată asupra tinerei catene carpatice. Deformări tectonice nu au fost înregistrate de Cenomanianul de la Cîsnădioara. Sprijinit direct pe fundamentul relativ rigid al Cristalinelui, nu a fost solicitat de influențe tectonice importante.

b) TURONIAN-SENONIAN

Deasupra conglomeratelor cenomaniene de la Cîsnădioara se dezvoltă singurele depozite turon-senoniene din regiune. Răspîndirea lor este redusă la suprafața din jurul stîncei în formă de ciupercă (fig. 4) din V. Argintăriei, la circa 500 m înainte de intrarea în Cîsnădioara. Turonian-Senonianul se reazemă pe marnele și gresiile de la partea superioară a Cenomanianului și este alcătuit din calcare cu oncoide de culoare roză cu pete albe, în care sînt înfipte elemente de șisturi cristaline (șisturi sericito-cloritoase, mai rar micașisturi, iar cuarțitele foarte rare, slab rulate și cu aspect breicios). Asemenea roce au fost identificate de noi (1929) în recifii neocomieni din Munții Trascăului. Dimensiunile elementelor sînt cuprinse între 5—10 cm. Prin spălare, materialul detritic este îndepărtat și lasă pe calcarul roz mici depresiuni caracteristice. Ca resturi organice cuprind genurile *Ostrea* și *Hippurites*; acestea din urmă se deosebesc ușor prin contrastul de culoare între fondul roz al rocei și albul cochiliei. Calcarele conglomeratice rezultă din multiplicarea elementelor detritice (șisturi sericito-cloritoase), iar conglomeratele poligene provin din reducerea masei calcaroase și înlocuirea cu material grezos. Aceste conglomerate fiind asociate cu cele cenomaniene, se pune problema deosebirii lor. Conglomeratele turonian-senoniene ocupă o suprafață redusă față de Cenomanian și sînt asociate cu calcare organogene recifale. Ele-

mentele conglomeratice sînt slab rulate în Turonian-Senonian față de cele din Cenomanian. Prezența fosilelor în conglomeratul calcaros al Cretacului superior și lipsa lor în conglomeratele cenomaniene constituie un caracter deosebitor important.

Poziția stratigrafică este cuprinsă între Cenomanian și Tortonian, iar căderile stratelor sînt monoclinale și orientate aproximativ spre nord, ca și depozitele între care se află cuprins. BLANKENHORN, ținînd seamă de aceste condiții de apariție și de asemănările cu calcarele de la Vidra, le-a considerat de vîrstă turoniană. I. ATANASIU a atribuit marnele și gresiile cu cărbuni Turonianului, iar calcarele cu Rudîști remaniate (?) au fost repartizate Coniacianului. Tendința de întinerire a acestor depozite nu are o bază reală și a influențat asupra stratigrafiei Cretacului de pe marginea Cristalinului (Cisnădioara, Săscior—Pian). Marnele și gresiile micacee purtătoare de cărbuni de la Cisnădioara reprezintă depozitele detritice cu Cefalopode tipice cenomaniene din P. Argintăriei. Calcarele cu Hippuriti



Fig. 4. — Calcarele cu *Hippurites* de la Cisnădioara.

nu sînt remaniate, ele se dezvoltă sub forma unui recif în care resturile organice complete fac corp comun cu masa calcarului, fără ca să arate dovezi de remaniere. Astfel de recifi sînt cunoscuți în Turonian—Senonianul din Munții Apuseni și anume la Sohodol și la confluența Someșului Rece cu Someșul Cald. Ei se reazemă direct pe marginea Cristalinului Gilăului și marchează apropierea litoralului. Calcarele roze cu *Hippurites* de la Cisnădioara sînt depozite în loc, aparținînd Turonian superior-Senonianului inferior, care indică apropierea de țărm a apelor mării neocretace.



Cristalinul Cîbinului a suportat, după transgresiunea cenomaniană, transgresiunea turoniană. Înregistrarea acestor deplasări pozitive ale nivelului mării s-a făcut în golful Cîsnădioara, produs al noii înfățișări paleogeografice care a urmat fazei tectonice alpine mesocretacee.

c) SENONIAN SUPERIOR

Zona de depozite cretacice, dezvoltată pe teritoriul localităților Pianul de Sus—Sebeșel—Săscior—Cacova—Cîlnic, aparține Senonianului superior. Fundamentul pe care se reazemă depozitele senoniene între Pianul de Sus și Săscior este reprezentat prin șisturi cristaline. La est de Cacova, contactul cu aceste șisturi este măscat de Tortonian. Extremitatea sudică a bandei neocretacee este conturată de Tortonian care o acoperă pe toată marginea sa de nord. Poziția stratigrafică, natura petrografică deosebită de a Cretacului superior din catenele învecinate, precum și fauna bogată și cu caracter de facies, au dat naștere la discuții asupra vârstei depozitelor neocretacee de la Pian—Cacova. Primele mențiuni ale acestor depozite le întâlnim în lucrările lui FICHTEL și STUR, unde se amintește de fauna de Gosau cu *Actaeonella* și *Omphalia*. HAUER și STACHE (40) au descris într-un capitol aparte caracterele petrografice și câteva resturi organice.

HALAVÁTS a figurat profilul geologic Sebeșel—Săscior, indicând prezența unui anticlinal și arătând următoarea succesiune de strate: conglomeratul bazal, gresii și argile cu *Actaeonella* și *Inoceramus schmidtii* MICK. și în fine gresiile și conglomeratele de la partea superioară. Specia *Inoceramus schmidtii*, caracteristică Santonianului inf., a fost identificată de BLANCKENHORN, care la început a considerat-o drept *Inoceramus unduloplicatus*. PÁLFI (83) a descris succesiunea monoclinală de la Săscior și a determinat prima listă de fosile în număr de 12.

Caractere petrografice. Din punct de vedere lithologic, Senonianul este reprezentat printr-o alternanță frecventă și variată de tipuri de roce. Variația se observă în sens vertical și în sens orizontal. La Pianul de Sus, baza complexului neocretacic este formată din conglomerate poligene alcătuite din elemente cuarțitice bine rulate (25 %) și bucăți de șisturi cristaline provenite din fundamentul apropiat (micașisturi, șisturi sericitoase, în proporție de 75 %). Cimentul calcaros conține fluturași de muscovită. Urmează apoi o alternanță de gresii, argile și marne, în care se disting următoarele tipuri de roce: gresii conglomeratice, formate din elemente cuarțitice în diametru de 0,5—2 mm, gresii micacee cenușii, bogate în fluturași de mică pînă la 2 mm diametru și care prin expunere prind o patină feruginoasă, gresii cenușii-verzui cu cimentul argilos, argile cenușii nisipoase, argile șistoase și marne cenușii fin micacee.



Aceeași alternanță se întâlnește pe drumul Răchita—Săscior, unde apar conglomerate poligene cu cimentul grezos, cu elemente cuarțitice și bucăți slab rulate de șisturi cristaline, gresii micacee de culoare cenușie-verzuie, gresii micacee violacee, argile și marne cenușii cu patină feruginoasă.

La Sebeșel, Senonianul este reprezentat prin conglomerate mărunte cu elemente cuarțitice (1 mm — 1 cm diametru), prinse într-un ciment calcaros de culoare albă-cenușie, gresii conglomeratice albe, avînd părțile mai dure scoase în relief, gresii micacee albe-verzui și gresii cu mecanoglife, care la microscop arată următoarea constituție: cuarț detritic 70 %, muscovită în lamele de 1—2 mm (4—6 %), biotită brună (2—4 %) în mare parte cloritizată, feldspat plagioclaz (2 %), substanță cărbunoasă (2 %), iar ciment calcaros 15 % din masa roci. Deasemenea apar gresii cu cimentul calcaros, dure, care la microscop arată cuarț detritic (50 %), feldspat plagioclaz proaspăt (4—6 %), muscovită în lamele, și ciment calcaros conținînd pete limonitice; gresii cu Foraminifere care prezintă la microscop următoarea compoziție: cuarț fin detritic (25 %), muscovită în lamele de 0,01—0,1 mm (4—6 %), fragmente de cărbune (2 %) și resturi de Foraminifere (*Lagena*, *Nodosaria*, *Rotalia*, *Textularia*) umplute cu CO_3Ca cristalizat sau oxizi de fer, nisipuri și argile asemenea depozitelor neogene; apoi marne albe-cenușii, fin micacee, cu bioglife reprezentate prin urmele animalelor limnivore care străbat masa roci sub forma unui ghem de sfoară desfăcut; în secțiune impresiunile sînt ovale, cu diametrul de 5 mm, și pe suprafață au o patină verzuie.

Pe drumul dintre Săscior și Cacovița se dezvoltă partea inferioară a depozitelor senoniene, spre deosebire de cele de la Sebeșel care sînt localizate în complexul superior. La Cacovița se dezvoltă baza complexului neocretacic, în contact direct cu Cristalinul și reprezentat prin marne albe și marne albe micacee cu suprafețele de stratificație ondulate din cauza părților mai calcaroase, ce formează nodule, și care conțin concrețiuni limonitoase mici și resturi organice (*Cyclolites*, *Echinoconus*, *Micraster*). Conglomerate mărunte cuarțitice cu Osteide mici apar ca intercalații slabe în baza marnelor fosilifere. Lipsa conglomeratelor bazale cu elemente mari și în bancuri puternice arată că ele nu sînt obligatorii în cazul transgresiunilor.

Urmează apoi: gresii cenușii micacee în bancuri de 1—5 cm, gresii friabile, conglomerate cu aspect nodulos pe suprafețele expuse, nisipuri micacee albe-cenușii, feruginoase, nisipuri cu structura încrucișată, marne cenușii, argile nisipoase verzui și calcare grezoase cărămizii, dure.

Partea superioară a acestei alternanțe cuprinde 8 bancuri de gresii calcaroase cu plante incarbonizate, care conțin numeroase exemplare de *Actaeonella* și *Nerinea*.

În fine, la Vîrful Moghii (Cacovița) se dezvoltă partea superioară a Senonianului, reprezentată prin conglomerate poligene, formate din gnaise, micașisturi, cuarțite, ușor rulate, cu dimensiuni obișnuite între 4—10 cm; cele mai mari



pot ajunge pînă la $0,5 \text{ m}^3$. Blocurile, neobișnuite ca înfățișare, ale conglomeratelor superioare au determinat pe unii autori să le considere ca aparținînd unei insule cristaline în mijlocul Senonianului.

Aspectul de blocuri cu muchiile rotunjite, poziția lor superioară, ca și structura monoclinală a Senonianului fac să nu admitem existența unui Cristalin în loc, fie sub forma unei insule în marea senoniană, fie ca o lamă smulsă din fundament.

Cercetarea litologică a depozitelor neocretacice de la Pianul de Sus—Cacova ne-a condus la stabilirea succesiunii stratigrafice de mai jos.



Fig. 5. — Anticlinalul senonian de la Buha (Sebeșel).

Complexul inferior este constituit dintr-o alternanță de conglomerate mărunte cu *Ostreide*, argile, marne nisipoase în plăci subțiri și marne calcaroase albe-cenușii în bancuri de 6—10 cm, care se desfac în blocuri rotunjite și conțin resturi de *Micraster* și *Echinoconus* în poziție naturală și nedeformate. Așa se dezvoltă în partea de est a bandei (Cacova); la apus se observă o schimbare sensibilă de facies prin intervenția alternanței de conglomerate poligene și gresii (Pianul de Sus).

Complexul mijlociu este format dintr-o alternanță de gresii, nisipuri, argile și marne. Gresiiile au un caracter predominant și sînt reprezentate prin tipuri variate și anume: gresii micacee cenușii-negricioase, gresii cu Foraminifere, gresii cu mecanoglife și bioglife, gresii friabile, gresii calcaroase și gresii conglomeratice. Acest complex cuprinde o faună bogată în specii de *Actaeonella* și *Nerinea*, aflate în bancurile de gresii calcaroase groase de 1—20 m și repetate de 8 ori. El manifestă și schimbări laterale de facies și corespunde depozitelor grezoase micacee, bogate în Inocerami, de la Pianul de Sus.

Complexul superior se caracterizează prin depozite detritice grosolane: conglomerate poligene cu elemente cristaline pînă la 0,5 m, conglomerate

poligene asemenea celor inferioare (Pianul de Sus), gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice și gresii micacee. Ele se dezvoltă numai în partea de nord-est a bandei neocretacice (Vf. Moghii) și sînt lipsite de fosile. La Pianul de Sus nu au fost identificate, probabil au fost erodate și acoperite apoi de Neogen. Aceste complexe sedimentare prezintă tranziții între ele, iar în masa lor se observă diferențieri pe orizontală. Faptele demonstrează variații de facies atît pe verticală cît și pe orizontală. Ele sînt dispuse discordant pe Cristalin, indicînd o mare lacună stratigrafică (Paleozoic—Cretacic sup.) și marcînd prima transgresiune marină supusă observațiilor. Depozitele au o structură monoclinală pe toată întinderea lor, cu o singură ondulație vizibilă pe malul drept al Văii Sebeșului, anticlinalul Buha (fig. 5). Acest anticlinal este normal și drept, cu șarniera vizibilă și separat de seria monoclinală printr-un sinclinal larg. Structura monoclinală reprezintă partea neinfluențată de cutare din cauza fundamentului relativ rigid al Cristalinului. Anticlinalul Buha este prima ondulație vizibilă care a afectat Neocretacicul de la Săscior.

Caractere paleontologice. Cretacicul superior de la Pian—Săscior—Cacovița, deși foarte bogat în fosile, nu a format obiectul unui studiu paleontologic complet. M. PÁLFI, cercetînd fauna de la Vinț, a făcut primele determinări, citînd numai următoarele Gasteropode:

Actaeonella goldfussi D'ORB.
Actaeonella abbreviata PHIL.
Glaucônia coquandiana ZEK.
Dejanira bicarinata ZEK.
Nerita goldfussi KFST.
Pyrgulifera acinosa ZEK.
Cerithium cf. *sturi* STOL.
Cerithium sexangulatum ZEK.
Cerithium cf. *münsteri* GOLDF.
Cerithium cf. *sociale* ZEK.
Nerinea bicincta BUCH.

BLANCKENHORN a determinat pe *Inoceramus schmidtii*, care la început a fost considerat ca *Inoceramus unduloplicatus*. În timpul cercetărilor am identificat în baza complexului inferior de la Cacovița următoarele forme:

Cyclolites elliptica LAM.
Ananchytes ovata LESKE.
Micraster cor testudinarium GOLDF.
Ostrea sp.

VAL. MARINCAȘ, reluînd studiul acestei faune, a determinat numeroase exemplare de Gasteropode și Lamellibranchiate, precum și resturi de Coralieri.



Echinide și Cefalopode. Pe teritoriul localității Cacovița a identificat următoarele specii:

Trochosmilia transitoria PRATZ.
Cyclolites elliptica LAM.
Micraster cor testudinarium GOLDF.
Trigonia scabra GOLDF.
Trigonia sp.
Crassatella macrodonta ZITT.
Crassatella sp.
Vola quadricostata SOW.
Inoceramus cripsi MANT.
Omphalia conica ZEK.
Omphalia coquandiana ZEK.
Natica klipsteini MÜLL.
Glauconia obvoluta SCHLOT.
Pachydiscus sp.

La nord Săscior, pe Piriul Lenderului, autoarea a determinat următoarele Moluște:

Cyrena dacica PÁLFI
Leda complanata PÁLFI
Actaeonella gigantea SOW.
Nerinea buchi KFST.
Natica klipsteini MÜLL.
Natica alkenyerensis PÁLFI
Natica transylvanica PÁLFI
Natica sp. ind.
Nerita goldfussi KFST.
Omphalia kefersteini SOW.

Pe Valea Zăpodia de la nord-est Săscior, cunoscută de cercetători prin bancurile fosilifere bogate în *Nerinea* și *Actaeonella*, V. MARINCAȘ citează formele:

Cyrena dacica PÁL.
Crassatella macrodonta SOW.
Actaeonella gigantea SOW.
Natica klipsteini MÜLL.
Nerinea buchi KFST.
Cerithium kochi PÁL.
Cerithium sp.
Pyrgulifera böckhi PÁL.
Pyrgulifera pichleri MÜLL.



În această listă sînt menționate numai formele noi determinate, la care se adaugă cele 12 specii citate de PÁLFI.

Studiul completat prin determinarea tuturor speciilor de *Actaeonella* și *Nerinea* va fi utilizat la descifrarea stratigrafiei Neocretacului din regiunile unde se dezvoltă aceleași genuri însă reprezentate prin alte specii și asociate cu alte grupe de fosile. Fauna de la Pianul de Sus, descrisă de VALERIA MARINCAȘ, se compune din aceleași genuri caracteristice de la Cacovița — Săscior, ca de exemplu *Cyclolites*, *Micraster*, *Natica*, *Cyrena*, *Crassatella*, *Pachydiscus*. Deosebirea constă în înlocuirea asociației *Actaeonella-Nerinea* prin Inocerami, fapt ce a determinat pe autoare să numească stratele fosilifere de la Pianul de Sus: orizontul cu Inocerami.

Fauna de la Pianul de Sus (V. MARINCAȘ) cuprinde următoarele forme:

- Cyclolites elliptica* LAM.
- Micraster cor testudinarium* GOLDF.
- Inoceramus cripsi* MANT.
- Corbula* sp.
- Corbula lineata* MÜLL.
- Cyrena dacica* PÁL.
- Cardium duclosi* VIDAL.
- Crassatella macrodonta* SOW.
- Leda complanata* PÁL.
- Leda försteri* PÁL.
- Pecten laevis* NILSS.
- Anomia coquandi* ZITT.
- Vola quadricostata* SOW.
- Turritella kochi* PÁL.
- Natica klipsteini* MÜLL.
- Natica transylvanica* PÁL.
- Fasciolaria bacata* SOW.
- Aporrhais schlotheimi* RÖM.
- Cilihna bulloides* SOW.
- Cilihna* n. sp.
- Pachydiscus* sp.

Discuțiuni asupra vârstei. Lipsa complicațiilor tectonice, succesiunea clară a depozitelor și abundența faunelor fac ca Neocretacul de la Pian—Săscior—Cacovița să prezinte condițiile optime pentru studiul stratigrafic. Primii cercetători (FICHTEL, STUR, HAUER și STACHE) l-au atribuit Faciesului de Gosau. HALAVÁTS și PÁLFI, comparîndu-l cu depozitele fosilifere de la Vidra și Vinț, l-au considerat ca Turonian-Senonian. BLANCKENHORN, determinînd specia *Inoceramus schmidtii* (inițial *Inoceramus unduloplicatus*), considerată caracteristică pentru Santonianul inferior, a venit în sprijinul vârstei turonian-senonian-inferioară.

I. ATANASIU a afirmat că Senonianul superior nu apare la Sebeșel și că depozitele de la Săscior, fiind asemenea celor de la Ohaba—Ponor, le-a atribuit, ca și autorii precedenți, Turonian-Senonianului. A deosebit Faciesul de Gosau (depozitele fosilifere) de Faciesul de Fliș (conglomeratele superioare), așa cum făcuse M. PÁLFY în regiunea Vidra. A. STRECKEISEN (113), în profilul tectonic de pe V. Sebeșului, a figurat Cretacicul de la Săscior în poziție normală peste Pinza cristalină Poiana Ruscă și totodată l-a considerat prins între această pînză superioară și Pinza Getică.

Despre existența Cenomanianului nu poate fi vorba la Săscior; conglomeratele senoniene din bază nu au dezvoltarea celor cenomaniene și sînt asociate cu depozite fosilifere senoniene. Dispoziția lor monoclinală nu poate servi ca argument în sprijinul unei participări la pînzele cristaline. Cercetările întreprinse de VAL. MARINCAȘ în anii 1949—1950 au arătat că Neocretacicul de la Pian — Săscior — Cacovița cuprinde Senonianul superior. În anul 1950 am constatat asociația formelor de Echinide: *Echinocorys* și *Micraster cor testudinarius*, chiar în baza Neocretacicului, aproape de contactul cu șisturile cristaline.

Demonstrarea prezenței Senonianului superior în complexul sedimentar de la Pian—Cacovița exclude existența Cenomanianului și a Turonian-Senonianului inferior, pus în discuție de unii autori. Fauna bogată cunoscută la Săscior (V. Zăpodia) și Pianul de Sus (P. Surdosu), reprezentată printr-o asociație de *Actaeonella*, *Nerinea* și *Inoceramus*, revine în întregime Senonianului superior.

În apropierea regiunii Pian—Săscior, Neocretacicul a fost identificat pe malul drept al Mureșului la Vinț (M. PÁLFY), V. Ampoiului, (R. TELEGD, J. GERMAN) și Geoagiu-Băi (D. IACOB).

În împrejurimile Vințului, PÁLFY a determinat următoarea faună:

Cerithium hoeninghausi KFST.

Melanopsis crassatina VIDAL

Actaeonella gigantea SOW.

Glaucônia obvoluta SCHLOTH.

Inoceramus cripsi MANT.

Ea a fost repartizată orizontului cu *Cerithium*, atribuit Senonianului superior și comparat cu Garumnianul din Pirinei. NOPCSA (82) a completat această listă cu Cefalopodele *Pachidiscus neubergicus* HAUER, *Pachidiscus colligatus* BIRK. și a precizat că orizontul cu *Pachidiscus* reprezintă un facies sincron și heteropic al orizontului cu *Cerithium*.

În Bazinul Ampoiului sînt cunoscute punctele fosilifere din D. Mierloiului (Mamut) și V. Bobului (Bălătruc). R. TELEGD, M. PÁLFY și F. NOPCSA au identificat în primul punct următoarea faună:

Cyclolites hemisphaerica LAM.

Cyclolites scutellum REUSS



Trochocyathus cf. *carbonarius* REUSS

Pecten laevis NILS.

Lima cf. *augusta* REUSS

Cardium sp.

Crassatella vel. *Astarte* sp.

Dentalium medium SOW.

Cristellaria rotulata D'ORB.

Din punctul fosilifer de la Bălătruc, I. GERMAN (30) a determinat numeroase forme de Coralieri și Moluște, dintre care amintim pe cele mai caracteristice:

Cyclolites elliptica GUETTARD

Cyclolites cf. *cereviciana* PRATZ

Cyclolites cf. *undulata* GOLDF.

Actaeonella sp.

Vola quadricostata SOW.

Baculites cf. *carinatus* BINKHORST

Prezența genurilor *Actaeonella* și *Cyclolites* a determinat pe autor să considere fauna de la Bălătruc de vîrstă turonian-senoniană, ca și aceea din D. Mierloiului. Specia *Baculites carinatus* pledează însă pentru existența Maestrichianului.

D. IACOB (48), reluînd cercetarea Cretacului superior din regiunea Alba-Iulia—Vinț—Geoagiu-Băi, a făcut următoarele constatări: La Geoagiu-Băi, Neocretacul se reazemă direct pe Șisturile cristaline din insula Răpolt—Geoagiu-Băi și cuprinde Emscherianul și Campanianul. La Vințul de Jos a precizat existența Maestrichtianului reprezentat prin Stratele cu *Inoceramus cripsi*, *Cardium gosaviensis*, *Vola quadricostata*, *Pinna cretacea*, Stratele cu *Actaeonella gigantea*, *Natica bulbiformis* și Stratele cu *Cerithium*. Este de observat că fauna de la Vinț, considerată anterior ca aparținînd Turonian-Senonianului, este repartizată de acest autor, în întregime, Senonianului superior. Ridicarea faunei de la Vinț pe scara stratigrafică este bazată pe identificarea speciei *Baculites anceps* D'ORB.

Depozitele neocretace din V. Ampoiului (Tăuț), cunoscute prin fauna de la Bălătruc, ar putea fi repartizate de asemenea Senonianului superior. În partea inferioară ele remaniază din conglomeratele cenomaniene, făcînd impresia unei tranziții, ceea ce poate face să le considerăm turonian-senoniene sau ca Cenomanianul să fie înglobat Cretacului superior (I. GERMAN). Din cercetările recente, executate pe versanții Văii Mureșului în partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, se constată restrîngerea Turonian-Senonianului inferior la depozitele de pe Cristalinul Răpolt—Geoagiu-Băi. Faunele noi arată prezența Senonianului superior. Turonianul superior - Senonianul inferior se dezvoltă în apropierea Cristalinului la Vidra de Sus, Geoagiu-Băi și Cislădioara și este reprezentat prin Actaeonelle mari asociate cu Rudiști. Faciesul

fosilifer al Neocretacicului este cunoscut sub denumirea de « Gosau » și a fost considerat ca aparținând unei mări calde de tip mediteranean. În opoziție cu acest facies se susține dezvoltarea faciesului de Fliș cu caracter detritic nefosilifer, legat geneticește de o mare cu legături nordice.

Am demonstrat cu altă ocazie că distincția acestor faciesuri legate de mări complet separate între ele nu reprezintă decât rezultatul sedimentației efectuată în aceeași mare, însă în condiții batimetrice diferite. Faciesul litoral este fosilifer și prezintă, pe lângă depozite psefito-psamitice, recifi datoriti Rudiștilor. Faciesul de Fliș este un facies neritic, în care predomină depozitele pelitice lipsite de fosile. Complexul superior se dezvoltă în regiunea Vinț și Săscior și înglobează Campanianul și Maestrichtianul. Aparține ultimei ingresiuni cretacice care s-a extins în Munții Metaliferi și a cuprins și marginea de nord a Cristalinului din Munții Sebeșului.

Concluzii. Banda senoniană de la Pianul de Sus—Săscior—Cacovița se prezintă continuă și este cuprinsă între marginea de nord a Munților Cibin și depozitele tortoniene. Este alcătuită din depozite cu caractere litologice distincte și faune bine dezvoltate. Ele aparțin Senonianului superior și manifestă variațiuni de facies atât pe verticală cât și pe orizontală.

Litologic se prezintă ca o alternanță frecventă de conglomerate, gresii, nisipuri, argile și marne. Variația pe verticală arată în bază conglomerate mărunte, marne albe și gresii, apoi o alternanță de gresii, nisipuri și marno-argile, iar la partea superioară conglomerate cu elemente de dimensiuni mari. Lateral se constată o trecere de la conglomerate și gresii grosiere (Pianul de Sus) la marne albe fosilifere (Cacovița). Partea mijlocie înregistrează o ușoară schimbare litologică prin mărirea cantității de CO_3Ca în regiunea Săscior, față de regiunea Pianul de Sus.

Faunele legate strâns de natura sedimentației trec de la formele cu cochilie calcaroasă groasă (*Actaeonella*, *Nerinea*) la forme cu cochilia subțire (orizontul cu Inocerami de la Pian). Orizontul superior cu conglomeratele mari de la Cacovița (Vf. Moghii) nu mai apare în partea vestică. La Săscior nu se poate vorbi de Faciesul de Gosau și Faciesul de Fliș, deoarece Turonian-Senonianul lipsește, iar diferența litologică nu justifică intervenția a două mări cu temperaturi diferite. Variația litologică a Senonianului superior se datorește schimbărilor batimetrice survenite în timpul sedimentației. Studiul paleontologic complet, ușurat de dispoziția simplă a stratelor, de deschiderile numeroase și de frecvența fosilelor, va aduce lămurirea problemelor stratigrafice și pentru regiunile celelalte, acoperite de Cretacicul superior.

Răspândirea depozitelor cretacice post-tectonice, dezvoltate în partea de nord-vest a Bazinului, ne oferă date prețioase privitoare la invaziile mării cretacice. Marea neocomiană, despre existența căreia avem dovezi în geosinclinalul Munților Metaliferi și în Munții Perșani, cu legături de continuitate



pe sub amplasamentul actual al Bazinului Transilvaniei, nu a atins marginea septentrională a Carpaților meridionali în aspectul lor de astăzi. Transgresiunea cenomaniană, cea mai importantă invazie marină după efectuarea tectonice alpine mesocretace, a acoperit subdiviziunile cretacice mai vechi și s-a sprijinit pe Cristalinul Căminului. Golful de la Căminioara arată extinderea mării cenomaniene pe sub Neogenul Bazinului Transilvaniei și stabilește continuitatea depozitelor din Perșani cu cele din Munții Apuseni. A urmat după o scurtă pauză (Cenomanian superior - Turonian superior) transgresiunea turoniană, care se suprapune aici peste depozitele cenomaniene ca și în Perșani. În Munții Metaliferi, Munții Bihor ca și la Săscior, Turonian-Senonianul se dezvoltă independent față de Cenomanian, luând legături cu Cristalinul sau cu Mesozoicul mai vechi (Triasic, Jurasic). Senonianul superior de la Săscior arată existența celei din urmă transgresiuni cretacice, care și-a manifestat o independență totală la Săscior și una relativă în unitățile geologice vecine. Aceste transgresiuni, înregistrate pe marginea nordică a Cristalinului, urmează fazelor de mișcări tectonice. Transgresiunea cenomaniană a urmat fazei austriece, care a provocat formarea Pânzei Getice, Pânza Munților Metaliferi și Pânza Perșanilor. Relieful tânăr, datorit acestor unități mari tectonice, a procurat material sedimentogen mării cenomaniene. Mișcările subhercinice au fost urmate de transgresiunea Senonianului superior, iar cutările iaramice de sedimentația Cretacului superior, după care transgresiunea paleogenă s-a instalat pe amplasamentul Bazinului Transilvaniei.

2. PALEOGEN

Odată cu sfârșitul Cretacului, Bazinul Transilvaniei se conturează ca un bazin de subsidență care a funcționat de la începutul Paleogenului până în Dacian. Depozitele paleogene au o dezvoltare stratigrafică importantă în partea de nord a Bazinului Transilvaniei, legată de zona carpatică prin fosa subsidență a Maramureșului.

Regiunea cercetată de noi cuprinde depozite paleogene aparținând Eocenului și Oligocenului.

a) EOCEAN

Depozitele eocene se dezvoltă în următoarele trei regiuni distanțate între ele și având faciesuri diferite: regiunea Alba Iulia, regiunea Porcești și regiunea Vlădeni.

Regiunea Alba Iulia. Încă de la începutul cercetărilor geologice, autori ca HAUER, STACHE (43) și HEREPEY (46) au menționat prezența fosilelor eocene în regiunea Alba Iulia (Bărbant). VUTSKITS (126), KOCH (62) și R. TELEGD au adus noi contribuții geologice prin determinarea Foraminiferelor.



(11 forme), Echinidelor (7), Lamellibranchiatelor (17) și Gasteropodelor (14). În ultimul timp, I. GERMAN (30) s-a ocupat cu Eocenul din împrejurimile orașului Alba Iulia. Acești autori au considerat fauna eocenă ca provenind din blocuri izolate aflate pe fundamentul cretacic; ei nu și-au dat seama de natura litologică a Eocenului și de extinderea lui. Urmărind dezvoltarea Eocenului de la Alba Iulia (55), am constatat că el formează substratumul Neogenului din Bazinul Transilvaniei, desenînd un prim anticlinal (Șard) sub depozitele miocene care, depășindu-l, formează un sinclinal larg (Ighiu), avînd în bază tot Eocenul de la Vf. Măguliciu (fig. 6). De aci spre vest, depozitele



Fig. 6. — Depozitele paleogen-miocene din Dealul Bilag.

1, Eocen; 2, Acvitanian; 3, Tortonian; 4, Ponțian.

eocene invadează domeniul Flișului cretacic, introducîndu-se în golful Țelna—Ampoița, iar de aci în bazinul terțiar Zlatna. Ele susțin Miocenul, care prezintă aceleași subdiviziuni (Aqvitanian, Tortonian) și faciesuri ca și în Bazinul Transilvaniei.

Din punct de vedere litologic, Eocenul este constituit la partea inferioară dintr-un complex grezos-conglomeratic, iar la partea superioară dintr-un complex șistos. Calcarele organogene se prezintă sub formă de lentile înglobate în masa depozitelor detritice. Prezența acestor calcare devine mai frecventă de la vest către est. Acest fapt ne arată că faciesul litoral fosilifer, în loc să aibă o dezvoltare crescîndă de la est la vest, prezintă una inversă. Faptul demonstrează că în actualul Bazin al Transilvaniei configurația paleogeografică a permis o sedimentație litorală calcaroasă, organogenă. În locul unui facies eocen de adîncime, așa cum era normal să ne așteptăm, s-a dezvoltat un facies litoral sau neritic de mică adîncime.

Regiunea Porcești. Pe teritoriul localității Porcești (Sibiu), Eocenul apare ca un petec rezemat pe extremitatea de nord-vest a Cristalinului Făgărașului și împărțit simetric de cursul Văii Satului (fig. 7.) El prezintă o structură simplă monoclinală, avînd căderi nordice ca și fundamentul cristalin. De asemenea, unghiul de cădere al stratelor eocene și Cristalinului este în jurul a 45°. La partea superioară nu se cunosc raporturile cu depozitele mai noi din cauza eroziunii produse de Olt. Pe malul drept dezvoltîndu-se Conglomeratele de Talmaci, le putem considera ca acoperișul Eocenului de la Porcești. Cu studiul acestor depozite s-au ocupat primii cercetători din cauza faunelor

bogate pe care le conțin. NEUGEBOREN (80), HAUER, STACHE (53), PRIMICS, VUTSKITS (126), KOCH (62) sînt autorii cei mai de seamă care au executat determinări paleontologice. A. KOCH (62) a descris, pe lîngă faună, și caracterele petrografice, arătînd următoarea succesiune de tipuri de roce: argile inferioare cu Foraminifere, marne nisipoase cu Nummuliti, calcare grosolane cu Nummuliti, conglomerate și calcare cu *Ostrea rarilamella*. Eocenul de la Porcești a servit ca bază în cercetarea Eocenului de la Albești-Mușcel și a fost comparat



Fig. 7. — Eocenul de la Porcești (1) discordant pe Șisturile cristaline (2).

cu Eocenul de la Cluj. I. P.-VOITEȘTI (125) a arătat că marnele cu *Nummulites mamilata* D'ORB. și *Nummulites biarritzensis* D'ARCH. corespund orizontului inferior al Nummuliticului din Depresiunea Getică.

Cea mai mare parte din Eocenul de la Porcești este alcătuită din calcare. Materialul detritic se găsește slab dezvoltat și ia parte la alcătuirea următoarelor tipuri de roce: conglomerate monogene, formate din elemente de cuarțite, foarte bine rulate, albe, mai rar fumurii sau roze, cu patină ruginie. Dimensiunile elementelor sînt cuprinse între 5 mm — 3 cm, cel mai frecvent 1—2 cm. Rareori intervin elemente de gresii mesozoice sau șisturi cristaline. Cementul calcaros, alb, conține fluturași de muscovită izolați. Prin dezagregare, conglomeratele se transformă în pietrișuri.

Calcarele conglomeratice au înfipte în masa calcaroasă elemente izolate de cuarțite rulate și șisturi cristaline. Calcarele grezoase conțin elemente de cuarțite și șisturi cristaline cu diametrul de 1—5 mm, iar fluturașii de muscovită sînt răspîndiți în masa calcaroasă.

Gresiile sînt micacee, calcaroase, de culoare cenușie-negricioasă, cu patină feruginoasă prin expunere și se prezintă în plăci de 2—4 cm. La microscop, cuarțul detritic, cu grăunțe neuniforme, formează 50% din masa rocei. Gresiile conțin uneori Nummuliti mici. Marnele cenușii-negricioase sînt asociate cu aceste gresii și conțin exemplare numeroase de Nummuliti de talie mică. La microscop se distinge cuarț în cantitate de 5—10 % și muscovită în lamele

izolate (2 %). În masa calcarelor se poate distinge o serie de tipuri care diferă între ele prin organismele ce le conțin.

Calcarele cu Nummuliti conțin numeroase elemente detritice. Observate la microscop, prezintă următoarea compoziție mineralogică: cuarț detritic, cu extincție onduloasă, în grăunțe izolate sau asociate în bucăți de cuarțite (40 %); muscovită ca foițe izolate (2 %) și feldspat plagioclaz, ca grăunțe proaspete și cu conturul detritic (4 %). În masa calcaroasă se observă pete limonitice și numeroase secțiuni axiale, ecuatoriale sau neorientate, de Nummuliti. Prin expunere, Nummuliti apar în relief.

Calcarele organogene albe, albe-cenușii, gălbui pe fețele expuse, prezintă numeroase mulaje interne, mulaje externe sau cochilii de Lamellibranchiate și Gasteropode (*Campanile*), Echinide, Coralieri și dinți de Selacieni. Calcarele cu *Lithothamnium* se dezvoltă în partea de vest a bandei eocene, sînt compacte, albe-gălbui, se cioplesc ușor și se recunosc în spărtură prin petele albe și structura algelor calcaroase.

Calcarele cu accidente silicioase de culoare cenușie sau cafenie și aspect cavernos prind o patină de culoare alb-lăptos. Aceste tipuri de roce nu se succed în mod ordonat și nu alcătuiesc orizonturi distincte. Ele se întrepătrund, prezentînd caracterul unor variații de facies locale.

Materialul detritic se găsește în apropierea contactului cu Șisturile cristaline, fără a corespunde însă unui conglomerat bazal. De asemenea îl găsim bine dezvoltat în masa calcarelor, sub forma conglomeratelor monogene. Materialul dur și bine rulat arată transportul său îndelung pe cale fluvială. Gresiile și marno-argilele din partea de nord-est a depozitelor eocene de la Porcești au fost considerate ca orizont de bază al Calcarelor de Porcești, pe simplul fapt că ocupă o poziție topografică inferioară. Cum ele nu se găsesc situate între calcare și fundamentul cristalin, ci reprezintă depozitele cele mai nordice, le putem considera drept corespondentul mai de adîncime al calcarelor.

Suprafața ocupată de calcarele eocene este relativ restrînsă, însă numărul mare de fosile a atras încă de la început pe cercetători. NEUGEBOREN s-a ocupat cu speciile de Selacieni, iar HAUER, STACHE, PRIMICS, VUTSKITS și A. KOCH au determinat fauna de nevertebrate. Determinările paleontologice au fost înlesnite de formele cunoscute în Eocenul din nord-vestul Transilvaniei. Fauna de la Porcești, determinată de autorii de mai sus și completată de noi, este reprezentată prin următoarele forme:

Foraminifere

Nummulites complanata LAM.

Nummulites tchichatcheffi D'ARCH.

Nummulites laevigata LAMB.

Nummulites lamarki D'ARCH.

Nummulites baconica HANTK.

Nummulites perforata D'ORB.



- Nummulites biarritzensis* D'ARCH.
Nummulites cf. *pulchella* HANTK. et MAD.
Nummulites contorta DESH.
Nummulites striata D'ORB.
Nummulites exponens SOW.
Nummulites mamillata D'ARCH.
Nummulites spira DE BOISSY
Orbitoides papiracea ROUBÉ
Operculina granulosa D'ARCH.

Coralieri

- Favia* sp.
Calamophyllia sp.

Echinoderme

- Pentacrinus didactylus* D'ORB.
Encrinites sp.
Cidaris cf. *subularis* D'ARCH.
Cidaris cf. *spileccensis* DAMES
Cidaris portsesdisensis KOCH
Cidaris bielzi KOCH
Porocidaris pseudoserrata COTT.
Conoclypeus considens AGASS.
Conoclypeus ackneri KOCH
Sismondia occitana DESH.
Echinanthus pellati COTT.
Echinolampas (*Clypeolampas*) *alienus* BITTN.
Echinolampas cf. *globulus* LAMB.
Echinolampas sp.
Leiocidaris sp.

Viermi

- Serpula spirulea* LAMK.
Serpula sp.

Brachiopode

- Terebratula* cf. *picta* SCHAFK.

Lamellibranchiate

- Pectunculus* sp.
Crassatella plumbea DESH.
Crassatella sp.
Fimbria lamellosa LAMB.
Lucina mutabilis LAMK.
Lucina cf. *gigantea* DESH.
Lucina caillati DESH.
Lucina sp.



Cardium cf. *gigas* DEFR.
Cardium obliquum LAMK.
Cardium cf. *galaticum* D'ARCH.
Cardium cf. *gratum* DEFR.
Venus sp.
Cytherea sp.
Tellina subrotunda DESH.
Pholadomia puschi GOLDF.
Vulsella legumen D'ARCH.
Pecten multistriatus DESH.
Pecten plebejus LAMK.
Pecten cf. *subtripartitus* D'ARCH.
Pecten cf. *mencieri* GOLDF.
Pecten cf. *decemplicatus* GOLDF.
Spondylus radula LAMK.
Spondylus sp.
Anomya sp.
Ostrea rarilamella DESH.
Ostrea sp.
Mytilus fanjasii A. BAGUT
Modiola acuminata DESH.

Gasteropode

Teredo cf. *parisiensis* DESH.
Teredo rugosa SCHAFH.
Phasianella aff. *scalarmoides* D'ARCH.
Phasianella oweni D'ARCH.
Nerita (Velates) schmideliana CHEMN.
Nerita conoidea LAM.
Solarium sp.
Hipponix cornucopiae DESFR.
Natica cepacea LAMK.
Natica angulifera D'ORB.
Natica cf. *hybrida* LAMK.
Cerithium tchichatcheffi D'ARCH.
Cerithium aff. *giganteum* LAMK.
Cerithium rude SOW.
Cerithium aff. *goniophorum* DESH.
Cerithium sp.
Fusus sp.
Strombus giganteus MÜNST.
Terebellum belemnitoideum D'ARCH.
Terebellum convolutum LAMK.



Rostellaria sp.
Ovula murchisoni D'ARCH. et HAINE
Ovula ellipsoidea D'ARCH. et HAINE
Ovula depressa SOW var. D'ARCH.
Pyrula sp.
Voluta torulosa DESH.
Oliva sp.
Terebro sp.
Conus sp. *diversiformis* DESH.
Conus sp.
Tornatella sp.

Toate aceste forme arată vîrsta lutețiană a calcarelor de la Cluj, precum și condițiile de sedimentare într-o mare cu salinitate normală și aparținînd unui climat cald, sau străbătută de curenți calzi. Procesul de sedimentație a fost calm, deși în apropierea unui relief cristalin materialul detritic redus arată o acțiune slabă a valurilor.

Fauna de vertebrate este de asemenea interesantă prin numărul mare de specii și concluziile ce se pot trage prin comparație cu faunele actuale. Reptilele sînt reprezentate prin *Crocodylus* sp., *Dracosaurus bronni* EICHW. și *Halia-nassa* (MAYER) sau *Halitherium* (KAUP.).

Cu studiul Peștilor elasmobranchii s-a ocupat NEUGEBOREN (80), care a menționat speciile următoare:

Notidamus primigenius AGASS.
Notidamus microdon AGASS.
Galeacerdo latidens AGASS.
Galeocerdo minor AGASS.
Sphyr. a prisca AGASS.
Carcharodon productus AGASS.
Carcharodon subsidens AGASS.
Carcharodon angustidens AGASS.
Carcharodon turgidus AGASS.
Carcharodon semiserratus AGASS.
Carcharodon lanceolatus AGASS.
Carcharodon toliapicus AGASS.
Carcharodon sulcatus NEUGEB.
Carcharodon elegans NEUGEB.
Carcharodon gracilis NEUGEB.
Carcharodon latidens NEUGEB.
Carcharodon heterodon AGASS.
Carcharodon leptodon AGASS.
Carcharodon haidingeri NEUGEB.



- Carcharodon haueri* NEUGEB.
Carcharodon cavidens NEUGEB.
Carcharodon bielzi NEUGEB.
Carcharodon crassus NEUGEB.
Carcharodon inaequeserratus NEUGEB.
Otodus obliquus AGASS.
Otodus plicatilis NEUGEB.
Otodus appendiculatus AGASS.
Otodus ambiguus NEUGEB.
Otodus arenato decrescens NEUGEB.
Oxyrhina hastatis AGASS.
Oxyrhina xyphodon AGASS.
Oxyrhina leptodon AGASS.
Oxyrhina desorvi AGASS.
Oxyrhina subinflata AGASS.
Oxyrhina zippei AGASS.
Oxyrhina heckeliana NEUGEB.
Oxyrhina haueri NEUGEB.
Oxyrhina lata NEUGEB.
Lamna elegans AGASS.
Lamna depressa NEUGEB.
Lamna cuspidata AGASS.
Lamna speciosa NEUGEB.
Lamna carinata NEUGEB.
Lamna compressa AGASS.
Lamna denticulata AGASS.
Lamna (Odontaspis) hoppei AGASS.
Lamna (Odontaspis) verticalis AGASS.
Lamna (Odontaspis) acutissima AGASS.
Lamna crassidens AGASS.
Lamna (Odontaspis) plicatella REUSS
Lamna (Odontaspis) raphiodon AGASS.
Lamna (Odontaspis) alveata NEUGEB.
Lamna (Odontaspis) elongata NEUGEB.
Lamna (Odontaspis) contortidens AGASS.
Lamna xyphodon NEUGEB.
Lamna cavidens NEUGEB.
Lamna ackneri NEUGEB.
Lamna haueri NEUGEB.
Lamna (Odontaspis) ferox fossilis NEUGEB.
Lamna (Odontaspis) serrata NEUGEB.
Lamna minuta NEUGEB.



Lamna minima NEUGEB.

Lamna (Odontaspis) dubia AGASS.

Din comparația acestor genuri de Selacieni (fig. 8, 9) cu formele actuale putem deduce condițiile de viață în marea eocenă. Răspîndirea zonală a genurilor actuale *Notidamus*, *Odontaspis*, *Lamna*, *Oxyrhina*, *Carcharodon* și *Galeacercdo* arată localizarea lor în zona litorală și pelagică; ele lipsesc din zona abisală.

Fauna ihtiologică de la Porcești prezintă deci caractere marine și anume aparține zonei litorale. Corpul fusiform și coada ripidicercă demonstrează adaptările faunei litorale la viața nectonică (DOLLO, 1904). Selacienii din Eocenul de la Porcești, inclusiv genul *Otodus*, prezintă adaptări speciale înotului și se deosebesc de formele cu viață bentonică sau planctonică. Repartiția climatologică a faunei actuale dovedește caracterul tropical al genurilor identificate în Eocenul de la Porcești. Apariția bruscă a acestor genuri în Eocen vine în sprijinul unei schimbări a climatului și indică un caracter evoluționist (66).



Fig. 8. — Dinți de Selacieni. Eocen. Porcești. $\times 2$.

Regiunea Vlădeni. În colțul de sud-vest al Bazinului Transilvaniei (Vlădeni—Șinca) se dezvoltă, pe o suprafață importantă, Paleogenul reprezentat prin depozite eocene și oligocene. Prima identificare a Eocenului de la Vlădeni se datorește lui HAUER și STACHE (43), care au amintit despre existența lui și la Racoșul de Jos. Gresile cu Numuliți le-au servit ca argument pentru vîrsta eocenă a « gresiei carpatice », în care au înglobat și depozitele cretaceice.

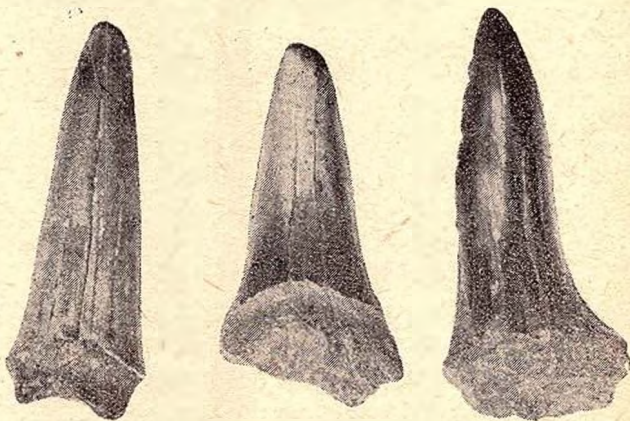


Fig. 9. — Dinți de *Lamna*. Eocen. Porcești, Sibiu. $\times 2$.

FR. HERBICH (1878), neidentificînd Eocenul de la Racoșul de Jos, a negat și existența celui de la Vlădeni. JERELIUS (1936) a descris Eocenul de la Vlădeni

și l-a reprezentat cartografic într-o fișie îngustă în partea superioară a Văii Homorodului. Deschiderile naturale în depozitele eocene sînt foarte rare și limitate în punctele unde torenții sînt mai activi. De obicei sînt acoperite în cea mai mare parte de o pătură groasă de Cuaternar. Sînt alcătuite din următoarele tipuri de roce: conglomerate cu elemente cuarțitice, gresii conglomeratice cu cimentul calcaros și bogate în resturi de Nummuliti, gresii micacee calcaroase, argile și marne cenușii-negricioase sau cenușii-verzui.

Stratigrafic, sînt cuprinse între conglomeratele poligene ale Cenomanianului și șisturile disodilice oligocene. Materialul detritic care formează alternanța depozitelor eocene a fost furnizat de Cenomanian. Caracterele petrografice apropie Eocenul de la Vlădeni de cel din Munții Apuseni și-l deosebește de cel de la Porcești.

Facies. Paleogeografie. Eocenul de la Porcești reprezintă un petec salvat de eroziune și situat pe marginea de nord-vest a Făgărașului. Marginea sudică a Bazinului Transilvaniei se caracterizează prin existența depozitelor ce aparțin transgresiunilor marine cele mai importante. La Cislădioara s-a păstrat Cenomanianul și Turonian-Senonianul, la Pian—Săscior depozitele Senonianului superior, iar la Porcești Eocenul superior. Toate aceste depozite transgresive sînt legate de fundamentul cristalin și au un conținut litologic diferit de cel al regiunilor învecinate. La Porcești se întîlnesc, alături de depozitele eocene, conglomeratele miocene, iar depozite mai vechi nu se cunosc. Poziția stratigrafică a Eocenului de aci este clară; el se reazemă discodant pe micașturile și amfibolitele din nord-vestul Făgărașului, iar la partea superioară, în lipsa Oligocenului, suportă direct conglomeratele miocene. Faciesul sub care se dezvoltă seamănă cu cel din nord-vestul Transilvaniei (Cluj—Huedin).

Din comparația Eocenului de la Porcești cu cel de la Cluj—Huedin constatăm următoarele: La Cluj este reprezentat întreg complexul eocen cu variațiile sale de facies marin, lagunar și lacustru, pe cînd la Porcești se află numai calcare organogene grosolane, produs al transgresiunii lutețiene. De asemenea aci lipsește complexul argilos roșu din baza Eocenului de la Cluj—Huedin. Prezența acestui complex este legată de marginea Cristalinului Gilăului, care oferă condiții favorabile dezvoltării solurilor lateritice: prezența unui Cristalin bogat în oxizi de fer și a unei suprafețe de abraziune fosile.

Condiția de climat nu este necesară. Pe marginea de nord a Munților Sebeș există depozite cuaternare colorate în roșu, care seamănă cu depozitele roșii acvitiene. Materialul lateritic, provenit deci în condițiile arătate, a fost remaniat în baza Eocenului. Dacă climatul ar fi fost factorul principal ar fi urmat ca depozitele argiloase bazale, colorate în roșu, să aibă o răspîndire generală. Eocenul de la Porcești ocupă o poziție simetrică față de Eocenul de la Alba Iulia și cel de la Vlădeni. În aceste două din urmă regiuni, Eocenul



schimbă sensibil de facies. Variația de facies, în condițiile actuale, pune câteva probleme importante pentru paleogeografia mării eocene.

Eocenul de la periferia Munților Perșani și Metaliferi este alcătuit dintr-o alternanță de roce detritice, slab fosilifere în comparație cu cel de la Porcești.

Volumul stratigrafic al Eocenului din Munții Metaliferi este mai mare, iar depozitele eocene au suportat deformări tectonice de ordinul cutelor și al încălecărilor secundare. Caracterele litologice, paleontologice și tectonice îl apropie de Faciesul de Șotriile din Muntenia de vest. Alternanța de conglomerate mărunte, gresii calcaroase cu Nummuliti, marne calcaroase, argile și calcare organogene de la Alba Iulia și Vlădeni prezintă afinități cu faciesul de Fliș, și pentru a evita confuziuni îl vom numi «faciesul flișoid al Munților Metaliferi și Perșani». Legăturile dintre Faciesul de Porcești și cel flișoid nu se pot stabili după repartitia actuală a depozitelor decât prin admiterea forțată a anumitor bariere locale. În mod normal, în Bazinul Transilvaniei de sud ar trebui ca faciesul calcaros să se dezvolte pe marginea muntoasă, iar faciesul detritic, flișoid, să fie localizat spre centrul zonei de sedimentație, cu adâncimi mai mari.

Urmărind raporturile faciesurilor cu fundamentul constatăm următoarele: În regiunea Porcești și Cluj—Huedin sedimentația s-a dezvoltat pe un fundament cristalin peneplenizat sub un înveliș subțire de ape marine. Invaziunea marină nu a întâmpinat obstacole datorite unui relief tînăr accidentat, iar acțiunea calmă a valurilor nu a produs un material detritic grosolan și abundent, nefavorabil dezvoltării vieții. Ulterior depozitele nu au suferit modificări tectonice importante; ele manifestă în general o structură monoclinală datorită fundamentului cristalin rigid. Toate aceste caractere ne determină să considerăm depozitele eocene de la Porcești ca aparținînd faciesului epicontinental. Faciesul flișoid din Munții Metaliferi și Perșani s-a dezvoltat pe un fundament cretac alcătuit din complexe sedimentare de tipul celor din Flișul cretac al Carpaților orientali. Zonele de sedimentație eocenă de la Alba Iulia și Vlădeni sînt legate de geosinclinalele cretacice învecinate cu Bazinul Transilvaniei. În timpul Eocenului aceste geosinclinale s-au restrîns la maximum prin deplasarea apelor marine către periferia lor. Fenomenul se datorește exondărilor de la sfîrșitul Cretacului.

Sedimentația de tip flișoid aparține regiunilor depresive, resturi ale geosinclinalelor vechi. Ea s-a efectuat în condiții diferite față de sedimentația epicontinentală. Materialul detritic variat și cu volum stratigrafic important a fost furnizat de Cretacul din imediata apropiere. Relieful înconjurător și mersul subsidențial al foselor de sedimentație au concurat la acumularea sedimentelor eocene din Munții Metaliferi și Perșani. Ele sînt slab fosilifere din cauza abundenței de material detritic. Lentilele de calcar apar rar și devin mai frecvente pe marginea de vest a Bazinului Transilvaniei și în golfurile eocene de la



Ampoița și Zlatna. Urmărind dezvoltarea faciesurilor, așa cum apare din răspîndirea actuală, observăm două contradicții importante. Prima constă în alternarea faciesului epicontinental de pe marginea Bazinului Transilvaniei cu cel flișoid din partea lui meridională. Faciesului flișoid din vest îi urmează faciesul epicontinental de la Porcești iar la Vlădeni revine faciesul flișoid. În mod normal ar fi trebuit ca faciesul epicontinental de la Cluj să urmărească toată marginea de est a Munților Apuseni, să se lege cu cel de la Porcești și să se dezvolte mai departe spre est. A doua nepotrivire constă în multiplicarea lentilelor de calcare din Eocenul Munților Metaliferi de la vest spre est. Acest fapt se petrece ca și cum în interiorul Bazinului Transilvaniei s-ar fi aflat zona litorală.

Pentru a lămurii extinderea faciesurilor trebuie să reconstituim aspectele paleogeografice ale mării eocene. În partea de sud a bazinului, depozitele terțiare plonjează calm spre nord, înecînd sub ele masivele hercinice, care manifestă aceeași cădere nordică continuă și relativ calmă. Din această constatare reiese că în timpul Eocenului subsidența s-a instalat pe fundamentul cristalin. Faciesul epicontinental de la Porcești a continuat departe spre nord, pînă către cursul actual al Tîrnavei. De aci spre vest, către Alba Iulia, calcarele organogene marine sînt înlocuite prin depozitele detritice de facies flișoid, reducîndu-se uneori la intercalații slabe lenticulare. Deformările ulterioare, care constau în coborîrea treptată a Bazinului Transilvaniei, însoțită de o ridicare a catenelor limitrofe, explică situația actuală contradictorie a celor două faciesuri. Înclinarea calcarelor de la Porcești, care se apropie de cea a șisturilor cristaline de pe versantul nordic al Făgărașului, demonstrează delimitarea Bazinului Transilvaniei ca zonă subsidentă, instalată pe fundamentul cristalin. Deplasarea acestui fundament în timp reiese din comparația căderii stratelor eocene, miocene și pliocene la contactul cu masivele hercinice învecinate.

Lămurirea paleogeografiei Eocenului face să nu apelăm la soluțiile tectonice, care conduc la afirmații greșite, așa cum s-a întîmplat în Carpații orientali. Întrucît repartiția faciesurilor cretacice nu urmau acolo succesiunea normală, s-a recurs la interpretarea în pînză, bazată pe deplasarea la distanțe mari a faciesurilor. Sinclinalele normale au fost considerate ca petece de acoperire, iar suprafețele de contact normal au devenit suprafețe de încălecare. În cazul regiunii noastre ar fi urmat să considerăm faciesul epicontinental Tîrnave—Porcești în pînză peste faciesul flișoid.

Marea eocenă era delimitată la sud de Carpații meridionali. Petecul de calcare lutețiene de la Porcești a înregistrat partea cea mai avansată a invaziei marine din timpul Eocenului. În partea estică ocupa depresiunea actuală a Vlădenilor, care a funcționat ca atare și în Paleogen. La vest, marea eocenă a pătruns prin golfuri mai mici (Țelna—Ampoița), ajungînd pînă în zona axială a Munților Metaliferi, mulțumită unui mic bazin de subsidență Zlatna—Glodu. Pe V. Mureșului exista un culoar de legătură cu apele din bazinul panonic. În partea



de nord, marea eocenă prezenta o legătură largă prin fosa Maramureşului, care stabilea comunicaţia cu geosinclinalul carpatic.

Pentru a ajunge la o unitate de vederi referitoare la faciesul şi paleogeografia Eocenului din Bazinul Transilvaniei vom analiza pe scurt caracterele depozitelor eocene din nordul Bazinului Transilvaniei. Studiile geologice mai vechi făceau o distincţie între formaţiunile carpatice şi cele intracarpatică bazate pe condiţii climatice. Cenomanianul Carpaţilor orientali, restrâns la petecele discordante de pe masa cristalină, era pus pe seama unei mări independente de geosinclinalul carpatic. Acelaşi lucru s-a întâmplat şi cu Turonian-Senonianul atribuit unei mări calde, localizată în Transilvania şi complet deosebită de marea rece a Flişului. Tot astfel Paleogenul din nord-vestul Transilvaniei era considerat complet izolat faţă de depozitele Flişului carpatic.

În prezent este recunoscută extinderea aceleiaşi mări cenomaniene din Carpaţii orientali în Munţii Perşani, iar de aci prin mărturiile de la Cislăchioara până în Munţii Metaliferi. Identificarea Turonian — Senonianului în Carpaţi, precum şi asociaţia faunelor considerate caracteristice pentru climate diferite, au arătat a fi neîntemeiată ideea unor depozite aparţinând la mări de aceeaşi vîrstă însă cu temperatură diferită.

Descoperind faciesul intermediar (flişoid) în Munţii Apuseni, am urmărit corelaţia cu faciesul epicontinental şi cel carpatic. Legătura mării eocene interioare din Transilvania cu geosinclinalul carpatic s-a făcut prin Maramureş. Din această cauză s-a întrebuiţat termenul de « Fliş » şi pentru depozitele eocene din zona de sedimentaţie maramureşeană. Acest termen este nepotrivit deoarece condiţiile de sedimentare şi paleogeografia diferă mult. Identitatea s-a stabilit pe baza unor afinităţi litologice. Asemănările petrografice nu sînt însă suficiente pentru aplicarea termenului de Fliş. Valoarea stratigrafică a diferitelor complexe sedimentare din geosinclinalul carpatic nu se menţine în Maramureş. Faciesul Eocenului din Maramureş se deosebeşte bine de faciesul de Cluj, deşi prezenţa calcarelor organogene de pe marginea Cristalinului Rodnei ne-ar putea conduce la o apropiere. Afinităţile litologice arată că faciesul Eocenului din Maramureş este un facies intermediar faciesului de Fliş şi faciesului epicontinental. Termenul de Fliş nu i se poate aplica pentru motivele următoare: Faciesul de Fliş se dezvoltă în geosinclinalul propriu zis al Carpaţilor, unde subsidenţa se realizează în condiţii maxime, dînd naştere unor volume stratigrafice mari cu orizonturi proprii. Mersul subsidenţial în ritm vioi şi relieful puternic înconjurător au condus la o sedimentaţie puternică. Tectonica Flişului carpatic atinge maximum de amplitudine, trecînd de la cute-solzi la pînze. Eocenul din Maramureş prezintă un complex sedimentar fără suprapuneri pînă la identitate cu orizonturile din Carpaţi. Periferic, la contactul cu şisturile cristaline, capătă afinităţi cu faciesul epicontinental. În zonele mai adînci, caracterul detritic îl face să împrumute aspectul flişoid.



Zona de sedimentare subsidentă din Maramureș se deosebește de geosinclinalul propriu zis al Carpaților prin poziția intracarpatică. Față de zona Cluj — Huedin sedimentația din Maramureș a fost violentă și a ajuns la un volum impunător. Faptul se datorește subsidenței și reliefului pronunțat din apropiere. Tectonica Eocenului din zona subsidentă intracarpatică a Maramureșului este mai atenuată decât a Eocenului din geosinclinalul carpatic. De la structura monoclinală a Eocenului periferic, calcaros, se trece la structura cutată. Gradul de deformare al cutelor de la starea normală ajunge la încălecări locale. După observațiile lui PÁVAY VAJNA, I. PĂTRUȚ și I. GERMAN, structura complicată se manifestă prin pînze embrionare rezultate din tectonizarea materialului plastic paleogen-cretacic superior, prins între compartimentele relativ rigide ale fundamentului. Pînzele în stare născîndă, prin orientarea lor, fac uneori impresia unor pînze cu mers antigravitațional, din cauza dirijării dinspre fosa subsidentă către masa cristalină. Aci, spre deosebire de geosinclinalul carpatic, nu au fost identificate pînze dezvoltate pe întinderi mari, manifestînd fenomene de desprindere și antrenare către regiunile depresive prin intervenția simplă a gravitației.

Faciesul intermediar (flișoid) al Eocenului din Maramureș reprezintă faciesul de tranziție între faciesul de Fliș dezvoltat în geosinclinalul carpatic și Faciesul epicontinental (Cluj, Porcești). Condițiile de formare ale acestor faciesuri distincte au fost determinate de grosimea păturii de apă marină, gradul de mobilitate al reliefului de fund și relieful înconjurător. Climatului nu poate explica aceste variații la distanțe mici numai prin influența curenților marini cu temperatură diferită. Tectonica a acționat în mod inegal asupra zonelor constituite din faciesurile eocene. Faciesul epicontinental a suferit mișcări eustatice, faciesul intermediar a produs structuri cutate pînă la pînze născînde, iar faciesul de Fliș cu maximum de subsidență a atins cea mai mare tectonizare (pînze, pînze-solzi).

b) OLIGOCEN

Răspîndirea depozitelor oligocene în partea sudică a Bazinului Transilvaniei este legată de prezența Eocenului, și anume Oligocenul se întîlnește în regiunile Alba Iulia și Vlădeni, iar la Porcești lipsește.

Regiunea Alba Iulia. Pe marginea de vest a Bazinului, Oligocenul a fost identificat de R. TELEGD la est de Vf. Măguliș de pe teritoriul localității Ighiu. Suprafața ocupată este restrînsă la un petec descoperit în șanțurile viilor. Depozitele oligocene sînt alcătuite din nisipuri albe silicioase, gresii fosilifere cu cimentul calcaros, calcare bituminoase și calcare cu *Lithothamnium*. Resturile organice, slab conservate, au fost determinate de R. TELEGD și I. GERMAN (30) și sînt reprezentate prin 8 Lamellibranchiate și 4 Gasteropode. Vîrsta oligo-



cenă a fost precizată pe baza speciilor *Cyrena semistriata* DESH. și *Potamides margaritaceum* BROCC. Poziția stratigrafică pledează de asemenea pentru această vîrstă. Depozitele de la vest Ighiu ocupă o poziție superioară Eocenului și suportă depozitele acvitanieni. Față de Eocen ele prezintă o deosebire netă de facies. Sedimentația în timpul Oligocenului a avut de înregistrat o schimbare de facies importantă. Faciesul intermediar al Eocenului, legat de geosinclinalul cretacic, a fost înlocuit prin faciesul epicontinental specific Paleogenului din Bazinul Transilvaniei.

Marea oligocenă a înregistrat o retragere importantă. Țărmlul mării oligocene la Ighiu corespunde marginii Bazinului. Depozitele oligocene nu au urmărit extinderea Eocenului, pătrunzînd adînc în interiorul Munților Metaliferi, ci s-au limitat la conturul Bazinului terțiar al Transilvaniei. Lipsa Oligocenului la Porcești arată că același caracter regresiv s-a manifestat și în partea sudică a Bazinului.

Regiunea Șinca Nouă—Vlădeni. În Depresiunea Vlădeni, anexa sud-estică a Bazinului Transilvaniei, Oligocenul se dezvoltă pe suprafețe întinse, fiind reprezentat prin faciesul disodilic caracteristic geosinclinalului carpatic și care s-a menținut și în interiorul Transilvaniei. Depozitele oligocene de la Șinca Nouă, identificate de O. SCHIMDT (107), sînt reprezentate prin: șisturi argiloase-bituminoase cenușii-negricioase, care pe suprafețele expuse au o patină albă-cenușie, șisturi argiloase-nisipoase, gresii cuarțitice albe-cenușii, cu patină ruginie, în bancuri grose de 20 cm, menilite brun-roșcate, cu spărtură așchi-oasă și desprinderi prismatice prin alterare. Ca resturi organice sînt cunoscute schelete și mai ales solzi de *Clupea crenata*.

Depozitele cuaternare groase împiedică cercetarea detaliată a Oligocenului. La Șinca Nouă, Oligocenul se reazemă pe Cristalinul Făgărașului, iar la Vlădeni este suportat de depozitele eocene. La vest suportă depozitele miocene, dezvoltate pe teritoriul localității Perșani. Poziția stratigrafică, caracterele litologice și paleontologice pledează pentru vîrsta oligocenă a complexului de la Șinca Nouă—Vlădeni. Depozitele oligocene asemănătoare se dezvoltă în nordul Bazinului Transilvaniei la Ileana Mare. Aci intervin o serie de tranziții între faciesul paleogen intermediar și faciesul epicontinental. Faciesul intermediar flișoid, dezvoltat între V. Sălăuții și V. Tîrlișoa, prezintă afinități cu faciesul de Fliș carpatic. Asemănările sînt de ordin litologic și la scară redusă. Orizonturile distinse în Flișul carpatic nu se constată însă între aceste văi.

În V. Izvorului, sub conglomeratele burdigaliene, se dezvoltă un complex flișoid oligocen-acvitanian. Litologic este format dintr-o alternanță de gresii și marno-argile cenușii-negricioase. Gresiile micacee cu mecanoglife se prezintă în bancuri în grosime variînd de la 1 dm la 2 — 3 metri, iar cele silicioase albe au mari afinități cu Gresia de Kliwa. Marnele calcaroase albe-cenușii se întîlnesc ca intercalații slabe și seamănă cu Stratele de Bisericiani. Conțin pirită și sînt



impregnate cu bitumene. În Pîrîul cu Cărbuni apare un calcar cochilifer cu numeroase resturi de *Cyrena semistriata* și *Potamides margaritaceum*. Spațiul ocupat de acest facies flișoid coincide cu zona de maximă sedimentație. Lateral se observă tendința de apropiere față de faciesul epicontinental.

3. NEOGEN

a) MIOCEN

Depozitele miocene sînt localizate pe marginea Bazinului și au o distribuție inegală. Din extinderea lor se constată jocul nivelelor marine sau lacustre, înregistrat în regiunea meridională. Sînt reprezentate prin următoarele subdiviziuni: Sarmatian, Tortonian, Burdigalian, Acvitanian.

ACVITANIAN

Depozitele acvitaniene sînt localizate în partea de vest a regiunii, pe ambele maluri ale Mureșului. Dezvoltarea largă se constată la Ighiu — Bărbant, unde formează două sinclinale împreună cu Paleogenul. Între Micești și Vinț, Acvitanianul se reazemă discordant pe Cretacicul de la periferia Munților Metaliferi, sub forma unor strate monoclinale. Pe malul stîng al Mureșului se întîlnește, ocupînd suprafețe diferite, în următoarele regiuni: regiunea Totoi—Lancrîm, regiunea Sebeș—Sibișeni și regiunea Pianul de Jos—Tartaria—Cioara.

Între localitățile Totoi și Lancrîm, Acvitanianul formează o bandă largă, în axul unui anticlinal, cunoscută prin deschiderile de la Rîpa Roșie (Sebeș). Între Sebeș și Sibișeni se dezvoltă ca petece înguste, ce apar de sub depozitele de terasă. În fine, la Pianul de Jos, Cioara și Tartaria, Acvitanianul apare în axul anticlinalelor în formă de benzi sau ca petece dezvoltate în lungul teraselor. Cu studiul depozitelor acvitaniene de la Alba Iulia—Sebeș s-au ocupat ARZ, FUSS, FILTSCH, PARTSCH, HAUER, STACHE, KOCH, PÁLFY, LÓCZY, R. TELEGD, NOPCSA, HALAVÁTS, I. GERMAN și VAL. MARINCAȘ.

Deschiderile naturale cele mai importante se află la Hăpria, Drîmbari, Limba, Oarda, Sebeș, Tartaria și Cioara. La Hăpria se întîlnesc pietrișuri și argile roșii. Pietrișurile sînt formate din elemente cuarțitice albe, fumurii sau roze, diabaze, roce porfirice (porfire cuarțifere, porfirite feldspatice), micașisturi și jaspuri. Prin cimentare se transformă în conglomerate. La N Drîmbari argilele roșii-cărmizii sau verzui-cenușii și nestratificate sînt asociate cu pietrișuri formate din cuarțite bine rulate și colorate diferit, cu diametrul de 0,5 — 4 cm, diabaze, porfire feldspatice, sisturi cuarțitice sericitoase, granite, jaspuri roșii, opal. În această alternanță sînt cuprinse și gresiiile roșii sau vărgate. Stratificația este datorită alternanței de argile roșii și pietrișuri albe. În localitatea Limba, pietrișurile formate din elemente cuarțitice și jaspuri sînt asociate cu gresii micacee ca intercalații de 1 dm grosime, nisipuri argiloase micacee și argilă smectică cenușie sau feruginoasă prin expunere.



La Oarda de Sus materialul psefitic este reprezentat prin: cuarțite albe negre și roze, cu dimensiuni de 1 mm — 1 cm, iar cele mai mari între 2 — 6 cm, andezite piroxenice, riolite, diabaze, diabaz-porfirite, porfirite feldspatice, pegmatite cu turmalină, micașturi, jaspuri, gresii, conglomerate, calcare cretacice și calcare jurasice.

Împreună cu pietrișurile se întâlnesc argile lateritice, roșii-cărămizii sau cenușii-verzui, nisipuri și pietrișuri albe cu benzi cărbunoase cu structura încrucișată. « Rîpa Roșie » de la Sebeș oferă deschiderile cele mai importante care au atras atenția încă în faza primelor cercetări geologice (Fuss). Aci se dezvoltă o alternanță de tipuri de roce colorate intens în roșu și cu frumoase fenomene de șiroiere, cunoscute sub numele de « piramide de pământ ». La constituirea acestei alternanțe participă următoarele tipuri de roce: pietrișuri alcătuite din elemente cuarțitice bine rulate și colorate diferit, diabaze, porfire, porfirite, micașturi, jaspuri, conglomerate roșii provenite din cimentarea slabă a pietrișului, gresii cenușii și roșii, sub forma de intercalații groase de 1 dm, care apar în masa conglomeratelor și evidențiază stratificația, nisipuri cuarțitice albe sau roșii, nisipuri grosolane și argile roșii-cărămizii sau cenușii-verzui.

La Tartaria se observă pietrișuri cu elemente cuarțitice și roce eruptiv mesozoice, pietrișuri mărunte albe-cenușii sau roșii-cărămizii și argile șistoase roșii în alternanță cu argile verzui. În fine, aparițiile cele mai sudice se află la Cioara, unde sînt reprezentate prin pietrișuri cu elemente cuarțitice și jaspuri galbene bine rulate, cu dimensiuni de 5 mm — 2 cm (din care lipsesc elementele provenite din roce eruptive), gresii albe friabile, slab micacee, cu intercalații (1 cm — 1 dm) de argile șistoase, argile roșii cu pete verzui, marne roșii-cărămizii, mai dure decît argilele, și marne calcaroase albe, cu nivele rare de concrețiuni mici.

Raporturile cu formațiile vecine constituie un mijloc de a stabili valoarea stratigrafică a acestor depozite detritice colorate în roșu. În regiunea Alba Iulia — Vinț depozitele roșii se reazemă succesiv de la sud la nord pe Cretacicul superior, Eocen sau Oligocen. Dispoziția discordantă demonstrează apartenența la Miocen.



Fig. 10. — *Ostrea aginensis* Tourn. Acvitanian, Dealul Bilag (Alba Iulia).

În regiunea Ighiu—Bărbant—Totoi, Acvitanianul formează două sinclinale (Ighiu, Bilag) și două anticlinale (Șard, Totoi), atingînd maximum de dezvoltare. Umplutura sinclinalelor și flancul estic al anticlinalului Totoi îl formează Tortonianul. În regiunea Sebeș—Petrești—Pianul de Jos fundamentul depozitelor nu mai apare; acoperișul este format tot din depozite tortoniene. Situația stratigrafică pledează pentru o vîrstă miocen-inferioară. Discuțiile asupra acestei vîrste au devenit aprinse între NOPCSA și TELEGD. Părerile asupra

vîrstei depozitelor roșii au fost diferite. PÁLFY le-a considerat oligocene, LÓCZY și HALAVÁTS miocene, iar NOPCSA le-a atribuit Danianului.

Fauna de Dinosaurieni (80), determinată de acest din urmă autor, a fost găsită în roce asemănătoare cu cele din Valea Mureșului. Faptul l-a determinat să extindă Dania-nul din Bazinul Hațegului pînă în regiunea Alba Iulia — Vinț — Sebeș. În prezent nu se mai poate

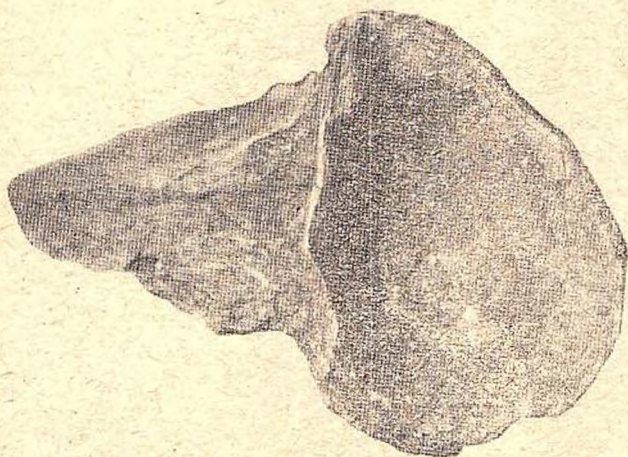


Fig. 11. — *Ostrea digitalina* DUB. Acvitanian, Dealul Bilag (Alba Iulia).

susține existența Danianului, deoarece complexul detritic roșu-cărămiziu este suportat de depozitele eocene și oligocene, bine determinate pe baze paleontologice. Resturile organice sînt reprezentate prin fragmente de oase de *Aceratherium*, colectate de A. KOCH, și *Helix* sp., menționat de FICHTEL.

Numeroasele cochilii de *Ostrea* din D. Bilag au servit la precizarea vîrstei sedimentelor roșii. Determinările făcute de HEREPY (46) au arătat prezența speciilor *Ostrea aginensis* TOURN. (fig. 10) și *Ostrea digitalina* DUB. (fig. 11), caracteristice Acvitanianului. Poziția acestor forme la partea superioară a complexului roșu exclude prezența Burdigalianului.

Dependența dintre Acvitanian și Tortonian este demonstrată nu numai pentru regiunea noastră dar și pentru bazinele intramuntoase (Zlatna, Brad—Secăriș, Hațeg, Petroșani).

BURDIGALIAN

În Bazinul Transilvaniei Burdigalianul este determinat pe bază paleontologică sau stratigrafică. Depozitele fosilifere sînt localizate în regiunea Cluj și se situează în zona miocenă care înconjoară bazinul fără întrerupere. Ele

se cunosc sub denumirea de «Strate de Coruș», «Strate de Coasta Mare» (Cluj) și «Strate de Hida» (62).

Stratele de Coruș sînt reprezentate prin nisipuri fosilifere, în care s-a determinat fauna următoare:

Pecten solarium LAM.
Anomia costata BROCC.
Arca fichteli DESH.
Pectunculus fichteli DESH.
Corbula gibba OLIVE
Venus multilamella LK.
Turritella turris BAST.
Cerithium margaritaceum BROCC.
Fusus burdigalensis BAST.
Ficula condita BRONGT.

Stratele de Hida sînt constituite din argile cu Foraminifere, gresii friabil și pietrișuri conglomeratice mărunte cu:

Ostrea cyathula LAM.
Pecten holgeri GEIN.
Lucina columbella LAM.
Pholadomya alpina MATH.
Turritella turris BAST.
Nerita grateloupana FÉR.
Cerithium margaritaceum BROCC.
Cerithium plicatum LAM.
Cerithium bidentatum GRAT.
Cerithium papaveraceum BAST.

În regiunea Cluj, Burdigalianul se reazemă pe Stratele de Sîn Mihai (Acvitanian) cu *Ostrea aginensis* și suportă la partea superioară Tuful de Dej. În vestul Bazinului Transilvaniei Miocenul se reazemă direct pe Mesozoicul Munților Apuseni prin intermediul Tortonianului; Burdigalianul nu a fost semnalat.

În regiunea Alba Iulia—Sebeș, Tortonianul ia contact direct cu Acvitanianul și anume se dispune peste bancurile cu *Ostrea aginensis*. Burdigalianul lipsește deci pe toată marginea de vest și sud-vest a Bazinului Transilvaniei, În regiunea Tălmaci apare o zonă de conglomerate a căror vîrstă a fost mult discutată. Ele au o grosime importantă, fiind cuprinse între Eocenul de la Porcești și Tortonian; vîrsta lor a fost atribuită Miocenului inferior. Comparația conglomeratelor poligene de la Tălmaci cu cele din Acvitanianul de la Sebeș arată o deosebire netă de ordin litologic. Argilele smectice, argilele roșii, nisipurile albe și pietrișurile roșii lipsesc în conglomeratele de la Tălmaci.



Vîrsta burdigaliană a acestor conglomerate ar putea fi susținută în cazul cînd ele s-ar situa la partea inferioară a Tufului de Dej ca și Stratele de Coruș. Masa conglomeratelor poligene din partea de sud-vest a Munților Perșani sînt considerate burdigaliene (JEKELIUS) pe baza poziției stratigrafice. La partea inferioară sînt suportate de șisturile cristaline din Anticlinoriumul Venetia sau de Paleogenul de la Vlădeni. La partea superioară intervin Tufurile dacitice care ne pot orienta în stratigrafia Miocenului. Aceste tufuri corespund Tufului de Dej, considerat în baza Tortonianului, și precizează vîrsta burdigaliană a conglomeratelor poligene din partea de sud-vest a Munților Perșani. Conglomeratele de Tălmaci nîndeplinind condițiile stratigrafice ale depozitelor similare din Acvitanian și Burdigalian, rămîne să analizăm repartizarea lor la Tortonian.

În nord-estul Bazinului Transilvaniei, conglomerate similare, cuprinzînd resturi organice tortoniene, au fost semnalate de R. CIOCÎRDEL (17) în regiunea E Reghin. Acest fapt pledează pentru vîrsta tortoniană a Conglomeratelor de Tălmaci. Baza Tortonianului dezvoltat între Turda și Aiud cuprinde roce psefitice de tipul Breciilor și Conglomeratelor de Leitha. Conglomeratele de la Tălmaci sînt bine dezvoltate în cotul Cîbinului, fiind cuprinse între Eocen și Tortonian. Pe teritoriul localităților Sebeșul de Sus, Avrîg și Porumbac, ele scad în grosime, cu tendința de a dispărea spre est. Fiind cuprinse în masa depozitelor tortoniene, față de care prezintă treceri laterale și verticale, conglomeratele poligene de la Tălmaci ne apar ca o variație de facies. Sedimentația violentă se datorește de sigur prezenței unui relief cristalin pe fundul mării tortoniene.

O altă dovadă stratigrafică în sprijinul vîrstei tortoniene a acestor conglomerate este prezența depozitelor cu microfaună tortoniană de la Boița, situate în baza conglomeratelor de la Tălmaci. În fine, HALAVÁTS (1913) a citat în sprijinul vîrstei vindoboniene formele de *Pecten* și *Ostrea cochlear* POLI. Asupra determinării acestor Lamelibranchiate putem păstra însă o rezervă, deoarece Conglomeratele de Tălmaci conțin numeroase fosile remaniate din Eocenul de la Porcești.

TORTONIAN

Partea periferică a Bazinului Transilvaniei este formată, în cea mai mare parte, din depozite tortoniene, reprezentate printr-o mare varietate de tipuri de roce, care se înfățișează ca o bandă aproape continuă și de grosime variabilă. Discontinuitățile se datoresc intervenției Ponțianului, care ia contact direct cu Șisturile cristaline la Apold—Săliște—Gura Rîului. Pe harta Institutului Geologic la scara 1 : 500.000 (1940), Tortonianul este figurat împreună cu Acvitanianul (Sebeș) și Burdigalianul (Tălmaci?, Șinca—Perșani—Grid). În partea de vest (Sebeș—Cunța—Răhău) depozitele tortoniene au fost extinse mult în detrimentul Sarmațianului și Ponțianului. Ele nu au fost approximate la



Poplaca, iar în V. Oltului (Avrig—Porumbac—Arpaș) în locul Tortonianului sînt reprezentate Burdigalianul și Pontianul, subdiviziuni care de fapt lipsesc.

Pentru o descriere sistematică a depozitelor tortoniene din partea sudică a Bazinului Transilvaniei vom subdivide zona tortoniană în următoarele regiuni:

1. Totoi—Sebeș—Săscior—Dobîrca,
2. Poplaca—Cisnădioara—Sadu,
3. Tălmaci—Avrig—Arpaș,
4. Merești—Rupea—Hălmeag.

Regiunea Totoi—Sebeș—Săscior—Dobîrca. Tortonianul din sud-vestul Transilvaniei formează un arc de cerc, rezemat la vest pe Acvitanian (Totoi—Sebeș—Pian), iar la sud pe Cretacicul superior (Săscior) sau pe Șisturile cristaline («Pe Deal», Gîrbova, Dobîrca). Deschiderile naturale cele mai importante ne arată următoarele caractere litologice și paleontologice. Între localitățile Totoi și Sebeș, Tortonianul formează o bandă relativ îngustă, cuprinsă între depozitele roșii acvitaniene și depozitele sarmațiene. Pe drumul Hăpria—Berghin apare reprezentat prin marne calcaroase albe-cenușii, gresii feruginoase și conglomerate. Marnele predomină și cuprind numeroase cochilii de *Globigerina*, iar conglomeratele sînt formate din elemente bine rulate de cuarțite, calcare mesozoice, calcare organogene și roce eruptive de natură diabazică.

La Gruitul Sasului, între Hăpria și Totoi, se observă gipsuri ușor ondulate, în strătulețe groase de 1 mm — 4 cm și localizate în baza Tortonianului. Pe teritoriul localității Ciugud, marnele albe cu Globigerine conțin intercalații de gresii micacee cu plante incarbonizate, care devin feruginoase prin alterație. Marnele prezintă frecvente strătulețe de cărbuni care sînt amintite de FILTSC (24) la sud de Rîpa Roșie și Limba. Într-un conglomerat colectat în această din urmă localitate, HEREPEY a determinat următoarea faună:

Conus fuscacingulatus BR.

Trochus patulus BROCC.

Lucina columbella LMK.

Turritella vermicularis BROCC.

Venus umbonaria LMK.

Cardium turonicum MEY.

Pe malul drept al Văii Pianului, între localitățile Pianul de Sus și Pianul de Jos, Tortonianul prezintă numeroase deschideri, în care se observă o alternanță de marne cenușii-albicioase, stratificate fin, gresii albe micacee, friabile, masive, cu enclave de marne și diacłaze groase, lungi și distanțate între ele. De asemenea apar pietrișuri cuarțitice mărunte (1 — 3 mm), iar în bază intervin benzi subțiri de argile roșii, remaniată din Acvitanianul pe care se reazemă normal. În V. Caselor (Răhău) marnele albe-cenușii foioase sînt asociate cu gresii micacee cu cimentul calcaros și concrețiuni grezoase plate.



Pe teritoriul localităților Pe Deal și Gîrbova, Tortonianul, reprezentat prin marne albe-cenușii cu Globigerine, invadează Șisturile cristaline. La Dobîrca, depozitele tortonienene sînt reprezentate prin marne cenușii-negricioase, fin micacee, marne cenușii rubanate cu dungî albe-gălbui, calcare marnoase, cenușii, cu pete negricioase, spărtura aschioasă-concoidală și diacclazele umplute cu calcită gălbuie, fin cristalizată, gresii micacee albe-cenușii și gipsuri cu material argilos. La Apold marnele cenușii cu Globigerine se mențin; tot aci am colectat conglomerate constituite din elemente rulate de șisturi cristaline cu cimentul calcaros și cochilii de *Ostrea*.

• *Regiunea Poplaca—Cisnădioara—Sadu.* În Pîriul Lia (Poplaca) Tortonianul este reprezentat prin marne albe-cenușii, marne cenușii fosilifere cu resturi de Gasteropode mici, pietrișuri cuarțitice mărunte și nisipuri feruginoase în grosime de 2 — 6 cm. La Cisnădioara, Tortonianul este format din aceleași marne cenușii, micacee, asociate cu intercalații de gresii albe-cenușii, în grosime de 10 cm. Tufurile dacitice apar pentru prima dată la nord Sadu, sub forma unei intercalații groasă de 1 m. Valoarea lor stratigrafică relativă este cuprinsă între Tuful de Dej și Tuful de Ghiriș, ambele absente în regiunile descrise mai sus. La est Sadu marnele albe-vineții și gresiile feruginoase, friabile, formează o falsă șarnieră anticlinală.

Regiunea Tâlmaci—Avrig—Arpaș. Tortonianul se dezvoltă între partea nordică a Cristalinului și Olt, fiind acoperit în bună parte de terase. Pe malul drept al Oltului apare numai în axul anticlinalilor. La Tâlmaci, depozitele tortonienene formează dealurile înconjurătoare, constituite din următoarele tipuri de roce: conglomerate poligene, care predomină și se prezintă slab cimentate, cu patină roșie și avînd ca elemente componente, în ordinea frecvenței, cuarțite albe fumurii și roze, șisturi cristaline (șisturi sericito-cloritoase, micașisturi grenatifer, amfibolite, gnaize oculare, pegmatite) și roce sedimentare (calcare albe, calcare gălbui organogene, calcare cu Nummuliti, gresii micacee și marne calcaroase de vîrstă eocenă). Dimensiunile elementelor mai mici sînt cuprinse între 1 cm — 1 dm, iar cele mari între 2 dm — 1 m. Forma elementelor este sferică, ovală sau oval-turtită. Cînd sînt seriate se distinge stratificația care apare de asemenea în prezența galeților și intercalațiilor de gresii calcaroase grosolane. Conglomeratele cuarțitice mărunte prezintă elementele bine rulate și prinse într-un ciment grezos, slab întărit. Spre bază, conglomeratele sînt asociate cu depozite psamito-pelitice. Nisipurile feruginoase cuprind în masa lor elemente mărunte de pietrișuri cuarțitice în diametru de 1 mm — 1 cm și sînt asociate cu argile cenușii-negricioase sau feruginoase și argile nisipoase. Structura lor torentială reiese din stratificația nisipurilor și dispoziția elementelor cuarțitice și a enclavelor de argile și gresii eocene.



Situația stratigrafică a conglomeratelor de la Tălmaci, cuprinse între Eocen și Tortonian, a dat naștere la discuțiuni privind vârsta lor. La Boița, între Conglomeratele de Tălmaci și Șisturile cristaline, se interpun argile cenușii-negricioase, cu pirită și argile nisipoase cu plante incarbonizate. Conținutul lor microfau-nistic (*Coscinodiscus*, *Bidelfia*), arată o vîrstă tortoniană, de unde rezultă și includerea conglomeratelor poligene în Tortonian. Prezența conglomeratelor tortoniene de la Tălmăcel—Boița—Tălmaci (fig. 12) se datorește unui pro-montoriu cristalin, care a furnizat materialul psefitic. Deasupra conglomeratelor apare o alternanță de calcare, gresii, marno-argile și tufuri dacitice. Gresiile albe, fin micacee, arată la microscop următoarea constituție: cuarț detritic, în grăunțe mici, formînd 50% din masa rocei, muscovită în lamele rare,



Fig. 12. — Succesiunea depozitelor tortoniene din Dealul Tălmaci.

1, conglomerate; 2, marne și gresii; 3, tuf dacitic; 4, Sarmatian.

2—4 %, pigmenți limonitici care apar ca pete sau în interiorul Foraminiferelor, cimentul, de natură calcaroasă, 40%. Ca resturi organice se observă fragmente de Echinide și *Lithothamnium*, Nummuliti remaniați și Foraminifere (*Textillaria*, *Lagena*, *Nodosuria*, *Rotalia*). Tuful dacitic apare la partea superioară a seriei monoclinale, sub forma unui banc puternic, bine descoperit din Culmea Tălmaci—Bradu pînă în drumul Porcești—Bradu. Ele pot reprezenta unul din nivelele superioare de tufuri dacitice ale Tortonianului (Tuful de Hădăreni).

Un alt nivel de tuf dacitic, inferior acestuia, se întîlnește la nord-est de Racovița. Pe teritoriul acestei localități apar și Conglomeratele de Tălmaci, intercalate în complexul miocen, arătînd caracterul de facies local. La Sebeșul de Sus, Tortonianul ia contact direct cu Șisturile cristaline, pe care se reazemă discordant. Este reprezentat în bază prin argile marnoase, cenușii, stratificate, gresii micacee cenușii, cu suprafețe curbicorticale, nisipuri cu concrețiuni sferice sau ovoidale de pirită, calcare conglomeratice cu elemente cuarțitice, bucăți de argile, care prin solvire dau un aspect cavernos la exterior. Tufurile dacitice, în grosime de 0,5 m, apar la 100 m de marginea Cristalinului. La capătul nordic al localității se dezvoltă o alternanță uniformă, alcătuită din conglomerate, pietrișuri și gresii micacee. Ea corespunde zonei de conglomerate de la Tălmaci și anume se constată valoarea de facies prin întrepătrunderea materialului detritic mai fin în masa conglomeratelor, care la rîndul lor se prezintă cu dimensiuni reduse.

Valoarea de orizont, acordată Conglomeratelor de Tâlmaci, nu corespunde deci realității. La sudul localității Avrig, Tortonianul apare în general ca fișii înguste în baza teraselor. Pe V. Grișului se observă contactul cu șisturile cristaline și prezența unei alternanțe de marne cenușii-albăstrui, fin micacee, marne calcaroase cenușii-albicioase, argile cărămizii și gresii calcaroase albe, friabile. La nord de Porumbac se întâlnesc gresii micacee cenușii-albăstrui cu hieroglifice sau curbicortice, nisipuri argiloase, argile nisipoase, argile cenușii-albăstrui și marne rubanate.

Pe Rîul Mare, la nord Porumbacul de Sus, reapar Conglomeratele de Tâlmaci cu aceeași orientare E—W și formate din elemente de șisturi cristaline slab cimentate și cu aspect breicios. Ele se întâlnesc și la Porumbacul, în apropierea Cristalinului, cu același caracter breicios, datorit șisturilor sericitoase, și asociate cu marne cenușii și feruginoase. În partea de sud a localității Sărata se observă marne cenușii-albicioase, gresii micacee în plăci groase de 2 — 4 cm, gresii feruginoase, friabile prin alterație, și tufuri dacitice în grosime de 8 — 10 cm. Din cauza unor surpături recente ele desenează o șarnieră falsă de anticlinal. Tortonianul de la sud Arpaș, descoperit sub terasa Văii Arpașului, este constituit din marne cenușii, prin expunere feruginoase, argile nisipoase, gresii micacee, albe-cenușii, în grosime de 4 — 6 cm, nisipuri micacee presate, concrețiuni grezoase, micacee, cenușii-albicioase sau albăstrui, sferoidale, cu diametrul de 1 m. Aceste depozite iau parte la alcătuirea unui anticlinal a cărui șarnieră este vizibilă în V. Arpașului. Tortonianul regiunii Tâlmaci—Avrig prezintă o dispoziție discordantă și o transgresivitate puternică. Pe întreaga margine sudică a Bazinului Transilvaniei se constată lipsa Tufului de Dej și predominarea marnelor cu Globigerine. Pe malul drept al Oltului, la Glămboca, Tortonianul se dezvoltă în axul unui anticlinal, fiind reprezentat printr-o alternanță de marne, argile, gresii și nisipuri. Materialul pelitic cuprinde microorganisme, a căror asociație caracterizează Tortonianul. Foraminiferele identificate de M. TOCORJESCU sînt: *Gyroidina*, *Globigerina*, *Quinqueloculina subrotundata*, *Elphidium*, *Lagena*, *Triloculina*. De asemenea s-a constatat o erupție de Diatomee (*Coscinodiscus*) precum și Otolite, oase și dinți de Pești.

Caracterul deosebitor al Tortonianului din regiunea Tâlmaci—Arpaș este prezența tufurilor dacitice și a conglomeratelor. Acestea din urmă nu reprezintă o subdiviziune independentă (Acvitanian, Tortonian), ci un facies tortonian. Tranzițiile laterale și pe verticală dovedesc caracterul de facies al Conglomeratelor de Tâlmaci. Tufurile dacitice sînt reprezentate printr-un nivel inferior conglomeratelor (Sebeșul de Sus, Sărata) și un nivel superior, bine dezvoltat între Tâlmaci și Bradu. Ambele nivele ocupă o poziție intermediară Tufului de Dej și Tufului de Ghiriș care, nefiind reprezentate în regiune, fac ca paralelizarea să nu poată fi riguroasă.

În Tortonianul din axul Anticlinalului Șomartin, aflat în partea de vest a localității cu același nume, M. TOCORJESCU a identificat următoarea micro-



faună: *Loxostromum*, *Gümbelina*, *Elipsonodosaria*, *Bulimina*, *Bolivina*, *Globigerina*, *Rotalia*, *Candorbulina*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Nonion*, *Planulina*, *Globorotalia*, *Trilomina*, *Globigerinoides*, *Globotruncana* remaniată, Ostracode, Radiolari (*Spongodiscus*) și spicule de Spongieri.

Regiunea Hălmeag—Racoș—Rupea—Merești. În partea de est a regiunii cercetate, Tortonianul manifestă caractere deosebite față de cele descrise mai sus. Porțiunea bazală este bine reprezentată pe flancul vestic al Perșanilor, fiind formată în cea mai mare parte din tufuri dacitice. De la Merești pînă la Veneția—Perșani, ele se dezvoltă cu grosimi și caractere litologice asemănătoare Tufului de Dej, care este considerat în baza Tortonianului. La partea inferioară a acestui tuf se dezvoltă la Racoșul de Jos (V. Stejărișului) o alternanță de marno-argile cenușii-negricioase și gresii micacee, curbicorticele și cu mecnoglife. Materialul pelitic cuprinde o microfaună reprezentată prin Foraminifere (*Haplophragmoides*, *Lagena*, *Dentalina*, *Marginulina*, *Bolivina*), Ostracode (*Candona*), spicule de Spongieri și de Echinide. Această asociație caracterizează baza Tortonianului și depozitele imediat inferioare. Transgresiunea marină în acest punct a început ceva mai devreme decît Tortonianul. Tuful de Racoș (= Dej) nu este compact ci cuprinde intercalații de marne, gresii cu hieroglife, conglomerate și argile cărămizii. La partea superioară se dezvoltă argile, marne cenușii sau feruginoase și gresii friabile cu strătulețe de tuf dacitic, groase de cîțiva dm. La Comana de Sus și Veneția, tuful dacitic invadează Munții Perșani, ocupînd depresiunile interioare.

La vest Olt și în bazinele Văilor Homorod, Tortonianul se dezvoltă sub forma unei zone largi, care este limitată la apus de Sarmațian. Jumătatea nordică a acestei zone este subdivizată longitudinal prin intervenția formațiilor mai tinere. Aci, depozitele tortoniane sînt reprezentate prin marne cenușii-albicioase, cenușii-albăstrui sau cenușii-negricioase, argile cenușii și feruginoase, argile nisipoase, nisipuri, gresii micacee cenușii și conglomerate mărunte. În materialul pelitic de la nord Merești s-a identificat următoarea asociație de forme caracteristice Tortonianului: *Rotalia*, *Globorotalia*, *Globigerina*, *Eponides*, *Elphidium*.

În alternanța de roce detritice intervin nivele de tuf dacitic caracteristice și dezvoltate în general în lungul văilor Homorod. Ele servesc la precizări stratigrafice și la urmărirea elementelor structurale. În nord-vestul Bazinului Transilvaniei (Cojocna—Târda—Ocna Mureșului) sînt cunoscute următoarele nivele principale de tuf dacitic: Tuful de Dej, Tuful inferior, Tuful intermediar, Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș. Orizontarea Tortonianului, bazată pe aceste tufuri, este următoarea: Tortonianul inferior este cuprins între Tuful de Dej și Tuful intermediar; în el sînt localizate masivele de sare. Tortonianul mediu este delimitat de Tuful intermediar și Tuful de Hădăreni, iar Tortonianul superior (Buglovian) este cuprins între acesta din urmă și Tuful de



Ghiriș. În partea de sud-est a Bazinului reapare această succesiune, după o întrerupere mare constatată în sectorul său sudic. Tuful dacitic, care jalonează marginea vestică a Perșanilor, corespunde Tufului de Dej și este situat în baza Tortonianului. În V. Homorodul Mare (Cața—Orășeni) se întâlnesc două nivele de tuf dacitic, pe care le considerăm, ținând seamă de poziția lor superioară orizontului cu sare, ca reprezentând Tuful inferior și Tuful intermediar. Situația transgresivă a Sarmațianului, înregistrată în această regiune limitrofă a bazinului, face să nu putem observa dezvoltarea nivelelor superioare: Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș.

La Racoșul de Sus s-ar fi putut urmări, în condiții normale, întreaga succesiune stratigrafică a Tortonianului în prezența tuturor stratelor-reper de tuf dacitic. Transgresiunea avansată a mării sarmațiene le-a acoperit în întregime cu excepția Tufului de Racoș (= Dej).

Tufurile dacitice sînt de culoare verde-deschis, alb-verzui sau alb-cenușiu și se prezintă în bancuri de 1 — 5 dm grosime, care se desfac, mai ales prin expunere, în plăci groase de 4 — 6 mm. Sînt străbătute de diaclaze groase, lungi și rectilinii, care ajută la desfacerea în lespezi și blocuri, întrebuințate la construcții și pietruit drumurile. La Sadu, Tâlmaci—Brad și Orășeni, prin bentonizare, capătă un aspect porțelanos și spărtura devine concoidală. Analizate la microscop, tufurile dacitice arată următoarea constituție: cuarț cu extincție ondulatorie, cu contur detritic și prezentînd fisuri, feldspat plagioclaz maclat polisintetic (oligoclaz-andezin), biotită cu contur hexagonal cu pleocroism accentuat și care a suferit transformări în clorită, muscovită în lamele ondulate, care formează, împreună cu biotita, 10% din masa roci. Mineralele accesorii sînt: magnetita, apatita, grenatul și oligistul. Cimentul argilos cuprinde materie vitroasă de origine vulcanică, cuarț, feldspat și mică. În partea de SW (Homorod—Rupea—Grînari—Hălmeag), Tortonianul este lipsit de nivelele continue de Tuf dacitic, iar deschiderile principale se află pe malul drept al Oltului. La Ungra se dezvoltă o alternanță de gresii cenușii, marne feruginoase și pachete de nisipuri întărite. Gresile predomină la partea inferioară, la mijloc alternanța este formată din pături egale, iar la partea superioară predomină nisipurile (90%). Tipurile de roce ale Tortonianului de la Ungra sînt: gresii feruginoase cu mecanoglife, asemănătoare scurgerilor de noroi, aflate pe fața inferioară a stratelor, gresii cu dungi concentrice feruginoase de nuanțe diferite, datorite fenomenului Liesegang, gresii friabile cu concrețiuni limonitice, nisipuri întărite, nisipuri cu enclave de marne, nisipuri cu strălutețe de pietrișuri mărunte, formate din elemente cuarțitice rulate și de culoare albă și fumurie, marne cenușii-negricioase cu resturi de plante incarbonizate și cristale de gips secundar și calcare marnoase compacte, de culoare gălbuie.

La Crihalma, deasupra alternanței de nisipuri cenușii sau ruginii cu vînișoare slabe de argilă și argile șistoase, se dezvoltă un nivel de tuf dacitic care ocupă o poziție mijlocie în complexul tortonian. Fiind izolat, nu poate fi



folosit ca orizont-reper. Tortonianul de la Hălmeag este constituit din nisipuri feruginoase în alternanță cu gresii feruginoase, gresii nisipoase, marno-argile sistoase și calcare marnoase cafenii, dure, intercalate în marne.

Limita de vest a Tortonianului este greu de trasat din cauza asemănărilor litologice cu Sarmațianul și absenței Tufurilor de Hădăreni și Ghiriș. Analizele micropaleontologice au arătat extinderea Tortonianului pe teritoriul localităților Grînari, Dacia și Cobor. La Grînari, depozitele tortoniene apar în axul unui anticlinal, în șarniera căruia se dezvoltă unul din nivelele superioare de tuf dacitic.

Microfauna prezintă următoarele forme: *Globigerina*, *Globorotalia*, *Rotalia*, *Cibicides*, *Cornuspira*, *Gümbelina*, *Orbulinaria*, *Spanodontella* și Otolite. Argilele din cariera de la Dacia cuprind genuri de Foraminifere, a căror asociație este atribuită Tortonianului: *Globigerina*, *Globorotalia*, *Bulimina*, *Robulus*, *Glandulina*. Depozitele tortoniene de la Homorod se remarcă printr-o erupție de Diatomee (*Coscinodiscus*), spicule de Spongieri, și Echinoderme. Tortonianul de la Cobor cuprinde următoarele Foraminifere tortoniene: *Elphidium*, *Nonion*, *Cibicides*, *Asterigerina*, *Globorotalia*, *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Robulus*, *Gümbelina* și Globotruncane remaniate.

În afara acestor regiuni periferice, unde se întâlnesc depozitele tortoniene descrise mai sus, înspre interiorul bazinului, Tortonianul apare în zonele de ridicare axială a anticlinalelor. Este reprezentat prin nisipuri, argile și marne cenușii-negricioase, care de obicei sînt sterile sau cuprind forme izolate, neconcludente. În argilele salifere de la Ocna Sibiului s-au determinat genul *Orbulinaria* și schelete de Radiolari (*Coenosphaera*).

Din descrierile depozitelor tortoniene făcute aci, se constată o distribuție asimetrică. În partea estică a Bazinului Transilvaniei complexul detritic mixt, cu mari afinități față de Sarmațian, prezintă nivelele-reper de tufuri dacitice, cunoscute în regiunea Dej—Cojocna—Turda—Ocna Mureșului și mulțumită cărora ne dăm seama de volumul stratigrafic al Tortonianului. Succesiunea completă a tufurilor dacitice-reper lipsește în partea de sud și vest a regiunii cercetate. Se cunosc numai nivele izolate, a căror poziție stratigrafică nu poate fi determinată decît aproximativ.

Lipsa Tufului de Dej și a Tufului de Ghiriș produce greutăți în cartografie. Transgresiunile marine pot explica absența acestor strate-reper însă nu pot lămurii și lipsa celorlalte nivele intermediare. Localizarea tufurilor în partea de nord și est a Transilvaniei trebuie pusă pe seama manifestărilor vulcanice din Țibleș—Baia Mare și Hărghita—Călimani. Vulcanii terțiari din Munții Metaliferi par să nu fi avut un caracter exploziv puternic.

În partea sudică a Bazinului, Tortonianul se caracterizează prin dezvoltarea marnelor cu Globigerine și a conglomeratelor poligene. Această asociație litologică se transformă pe marginile de est și vest în alternanță frecventă de roce detritice banale și asemănătoare Sarmațianului.



Facies și paleogeografie. Caracterele litologice fac să deosebim faciesurile care ne ajută la reconstruirea aspectelor paleogeografice. Tortonianul regiunii studiate prezintă următoarele faciesuri:

Faciesul litoral detritic cunoscut în partea de vest a Bazinului Transilvaniei, unde însoțește marginea răsăriteană a Munților Trascăului. Este reprezentat prin conglomerate și breccii calcaroase, cunoscute sub numele de Calcare de Leitha. Pe marginea de sud, faciesul litoral detritic se dezvoltă în apropierea Cristalinului (Boița—Tălmăcel—Avrig—Porumbac). Tranzițiile pe verticală sînt vizibile la Tălmăci și Sebeșul de Sus. Lateral, conglomeratele poligene au o întindere mai mare în vest și apoi se dezvoltă din ce în ce mai puțin spre est. Trecherile laterale și verticale dovedesc că nu ne găsim în prezența unei subdiviziuni geologice ci a unei variații de facies locale. Materialul psefitic nu reprezintă conglomeratul bazal al transgresiunii miocene, deoarece existența lui nu este legată de baza Tortonianului ci apare lenticular în interiorul său. Acest fapt ne-a condus la afirmarea existenței unei creste de șisturi cristaline, orientată est-vest și dezvoltată în apropierea marginii actuale a Cristalinului. Faciesul litoral-detritic lipsește pe marginea Perșanilor și re apare în partea de nord-est a Bazinului Transilvaniei (Reghin).

Faciesul litoral recifal, alcătuit din calcare coraligene, calcare cu *Lithothamnium*, calcare cu Echinide și calcare cu Lamellibranchiate și Gasteropode, care se dezvoltă pe marginea vestică a Bazinului, între Turda și Alba Iulia. În regiunea Sebeș acest facies nu se mai întâlnește, căzînd în zona de eroziune a Mureșului. Blocurile de calcare cu *Lithothamnium* din terasa acestei văi, de la Sibîșeni, arată existența lui inițială. Pe marginea Cristalinului Sebeș, faciesul recifal este indicat numai de blocuri izolate de calcare și conglomerate calcaroase cu Ostreide și Pecten (Apold, H. Rodu). În restul regiunii acest facies, ușor de identificat, nu a mai fost recunoscut.

Faciesul neritic de mică adîncime, care este caracterizat prin marnele albe-cenușii cu Globigerine. Prezintă o mare extindere și anume în regiunea E Alba Iulia formează o bandă ce însoțește Acvitanianul, urmărind o direcție N—S. Din dreptul localității Pianul de Sus își schimbă direcția, urmărind marginea Cristalinului Sebeș și Cibin. Apoi, cu aceleași caractere, își continuă dezvoltarea pe marginea nordică a Făgărașului. În V. Oltului faciesul neritic înregistrează modificări în constituția litologică. Marnele albe-cenușii șistoase sînt înlocuite printr-o alternanță de nisipuri, gresii și marno-argile cenușii-negricioase. Schimbarea de facies se constată atît la nordul Făgărașului cît și la vestul Perșanilor. Din această cauză separarea Tortonianului a întîmpinat dificultăți. Faciesul neritic de mică adîncime în restul Perșanilor cuprinde nivele de tufuri dacitice și prezintă afinități cu depozitele din nord-vestul bazinului.

Faciesul lagunar, care are o răspîndire locală și este reprezentat prin gipsuri, marne salifere, masive de sare și izvoare sau fîntîni sărate (murători).



Gipsurile sînt cunoscute la Dobîrca și Dumitra, apar ca lentile cu lungimi reduse și nu se întîlnesc sub forma de bancuri cu valoare de strat-reper. Același mod de apariție îl prezintă și gipsurile de la vest Turda, unde sînt cuprinse în faciesul recifal (Cheia, Săndulești). În regiunea noastră gipsurile sînt înglobate în faciesul neritic de mică adîncime. Marnele salifere cenușii-albăstrui sau cenușii-albăstrui cu strătulețe de gresii micacee și nisipuri se observă în jurul masivului de sare de la Ocna Sibiului, în terenul dolinar înconjurat de depozitele neogene mai tinere. Analiza microfaunei a arătat sterilitate și prezența unor forme neconcludente (*Orbulinaria*, *Coenosphaera*). Masivele de sare sînt legate de ridicările axiale ale anticlinalelor. Ele sînt cunoscute la Ocna Sibiului, Mercheașa, Jimbor, Mărtiniș. Masivul de la Ocna Sibiului apare la zi într-o depresiune dolinară. A fost exploatat din timpurile cele mai vechi; în ocnele vechi s-au instalat lacuri sărate cu concentrație puternică.

HAUER și STACHE (43) au descris amănunțit cele șase galerii de exploatare și au dat analizele apelor sărate. Lucrările de explorare și exploatare nu au ajuns la determinarea formei și dimensiunii masivului de sare.

Masivele de sare de la Mercheașa, Jimbor, Mărtiniș nu au format obiectul vreunei exploatări; prezența lor este dedusă datorită fîntînilor sărate cu debit constant și salinitate mare. Mărturiile localnicilor susțin că fundul lor se găsește pe sare. Asemenea fîntîni sărate se mai cunosc pe V. Slatinei (Sebeș), Miercurea Sibiului (Băi), Veștem, Avrig, Sărata. Toate aceste manifestații saline apar în axul anticlinalelor. Izvoarele sărate de la Homorod (Băi), Rupea (Băi) și dintre Dacia și Jibert nu sînt legate de axul anticlinalelor ci apar după o linie de falie orientată est-vest. Cele trei izvoare sărate de la Băile Veneția sînt localizate la limita dintre Munții Perșani și Bazinul Transilvaniei și sînt o consecință a unei falii de la contactul Mesozoicului cu depozitele neogene. La suprafața acestor masive presupuse, terenul prezintă eflorescențe saline și favorizează creșterea plantelor halofite *Salsola*, *Salicornia* și *Tamarix*.

Prezența faciesului lagunar într-un complex marin, rezultat al unei importante transgresiuni, constituie una din problemele dezbătute în stratigrafia Miocenului. Teoria lagunelor s-ar putea aplica pentru bazinele sau golfurile izolate sau pentru zona periferică. Masivele de sare se dezvoltă însă departe de țărmul mării tortoniene și s-au identificat chiar în interiorul bazinului. În aceste cazuri, teoria lagunelor nu este suficientă și trebuie să găsim o altă explicație.

Bazinul Transilvaniei a funcționat, începînd cu Paleogenul, ca o zonă de sedimentație subsidentă, înregistrînd o serie de oscilații ale nivelului marin. În perioadele de accelerare a sedimentației pătura de apă se reducea, iar micile depresiuni de fund se transformau în lacuri. Concentrația sporită, ajutată de un climat arid, a produs stratele de sare pe toată întinderea ocupată de apele tortoniene. Sacadele frecvente și cu amplitudine redusă din timpul Tortonianului, care au pregătit cea mai mare invazie marină din Miocen, explică astfel formarea lentilelor de sare. Raporturile succesive ale Tortonianului față



de formațiunile geologice mai vechi demonstrează caracterul transgresiv. Depozitele tortoniene acoperă discordant Cretacicul mediu și superior de la Cisnădioara, Pianul de Sus, Săscior și Cacovița, precum și calcarele eocene de la Porcești. În cea mai mare parte a limitei meridionale a Bazinului, Tortonianul ia contact direct cu Șisturile cristaline din Munții Sebeș, Cibin și Făgăraș. În Munții Sebeșului, pe teritoriul localităților Cîlnic și « Pe Deal », depozitele tortoniene înconjură extremitatea estică a bandei cretacic-superioare de la Săscior și avansează sensibil peste Șisturile cristaline. Aci se observă o suprafață de abraziune cu o pantă relativ accentuată, efect al apelor marine. Prelungirea ei pe sub Tortonian este surprinsă de eroziunea văilor principale. Pe marginea de nord a Făgărașului contactul Tortonian-Cristalin este rectiliniu la scară mare. El nu reprezintă o linie de falie ci un contact normal, ce reiese din prelungirea Șisturilor cristaline în talvegul văilor principale și din tendința depozitelor tortoniene de a se ridica pe culmile intermediare.

Întinderea mării tortoniene pînă la marginea nordică a Făgărașului arată o etapă nouă în evoluția zonei subsidente a Bazinului Transilvaniei. Sedimentația subsidentă a început la sfîrșitul Cretacicului și s-a manifestat puternic odată cu Paleogenul. Regiunea noastră a fost invadată temporar și numai anumite zone depresive au fost acoperite de transgresiunile cenomanian-senoniene și eocene. Marea tortoniană pune stăpînire pe întregul sector sudic. Faptul se explică prin evoluția ritmică a Bazinului Transilvaniei de la nord spre sud. Marea tortoniană s-a extins asupra reliefului cristalin, prelungit ușor pe sub depozitele neogene prin depășirea pragului frontal al Făgărașului. Acest spațiu a fost ocupat succesiv de diferite mări, însă temporar, pe cînd marea tortoniană a pus stăpînire definitivă. În partea de nord deschiderea largă a mării din timpul Eocenului a suferit modificări importante în Tortonian. La est, marea tortoniană a acoperit Mesozoicul și Cristalinul Perșanilor, pătrunzînd în interior sub formă de mici bazine, iar la vest a străbătut bazinul Zlatna — Glod și bazinul Brad — Săcărîmb. Tortonianul de la Roșia Montană reprezintă dovada celei mai adînci pătrunderi în catena Munților Metaliferi. Culoarul Mureșului asigură legătura bazinelor intramuntoase cu Bazinul panonic.

SARMAȚIAN

Partea sudică a Bazinului Transilvaniei este ocupată în proporții egale, însă distribuite asimetric, de Sarmațian și Pontian. Sarmațianul ocupă jumătatea estică a bazinului, cu o prelungire puternică în lungul Oltului, iar în partea de vest ocupă o suprafață restrînsă. Sub forma de benzi înguste se întîlnește în axul Anticlinalelor Cenade și Ruși.

Regiunea Sebeș. Depozitele sarmațiene formează o bandă îngustă orientată nord-sud între localitățile Berghin—Sebeș. Tipurile de roce caracteristice sînt:



nisipuri albe micacee, gresii micacee cenușii cu cimentul calcaros, exploatate în cariera Sebeșului, și conglomerate poligene cu elemente cuarțitice albe și fumurii (Berghin). În partea de sud a localității Cîlnic, Sarmațianul, dezvoltat la partea superioară a Tortonianului, este reprezentat prin următoarele tipuri de roce: pietrișuri cuarțitice, conglomerate cu elemente mari cuarțitice bine rulate și fragmente de șisturi cristaline, nisipuri micacee cenușii sau feruginoase cu enclave de marne tortoniene și concrețiuni limonitice goale în interior, gresii micacee, gresii conglomeratice în bancuri pînă la 1 metru, argile șistoase cenușii și bucăți de lemn incarbonizat. Acțiunea eoliană scoate în relief părțile mai rezistente care împrumută forma de fagure. În gresiile conglomeratice am colectat resturi de *Cerithium pictum* BAST. și *Cerithium rubiginosum* EICHW.

Sarmațianul de la Cunța, pe V. Secășului, a fost identificat pe baza următoarelor faune determinată de KOCH (58):

Cerithium pictum BAST.
Cerithium disjunctum SOW.
Tapes gregaria PARTSCH
Cardium obsoletum EICHW.

La Dobîrca se întîlnesc depozite sarmațiene suportate de Tortonian și alcătuite din nisipuri micacee, gresii micacee în bancuri de 20 — 40 cm, gresii cu urme de valuri, argile nisipoase și marne. Resturile organice sînt reprezentate prin următoarele specii:

Cerithium pictum BAST.
Tapes gregaria PARTSCH
Cardium obsoletum EICHW.

Regiunea Cenade—Ruși. Sarmațianul se întîlnește în axul anticlinalelor în asociație cu Tortonianul și Ponțianul. A. VANCEA (121) a identificat la Cenade, în Dealul Frumoasa, formele următoare:

Potamides mitralis EICHW.
Ervilia podolica EICHW.
Cardium sp.
Buccinum sp.

HEER a determinat tot aci speciile *Mactra podolica* EICHW. și *Ervilia podolica* EICHW. La confluența Văii Cergăului cu V. Lupului, A. VANCEA (121) a menționat în nisipurile sarmațiene formele:

Potamides mitralis EICHW.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Cardium obsoletum EICHW.
Buccinum sp.

O listă de forme mai completă a acestei zone sarmațiene o datorăm aceluiași autor. Ea cuprinde următoarele fosile colectate în nisipurile din D. Pîrva (Blaj):

Cardium obsoletum EICHW.
Ervilia podolica EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Modiola sp.
Mohrensternia sp.
Potamides mitralis EICHW.
Cerithium rubiginosum EICHW.
Cerithium disjunctum SOW.
Buccinum duplicatum SOW.
Buccinum becatum BAST.
Trochus podolicus DUB.
Hydrobia sp.

Tot aci N. ARABU (8) a determinat:

Cerithium lignitarum EICHW.
Cerithium conoideum ARABU
Cerithium bessarabiense SIM.
Cerithium transylvanicum ARABU

Regiunea Mohu—Daia—Săcădate—Bradu. După o întrerupere cauzată de invazia depozitelor ponțiene, Sarmațianul reapare sub forma unui patruleter cuprins între V. Hărtibaciului și autostrada Sibiu—Făgăraș. La Mohu, depozitele sarmațiene prezintă caractere torențiale, evidențiate de structura încrucișată a nisipurilor și pietrișurilor, precum și de enclave formate din argile cenușii sau feruginoase, marne tortoniene și tufuri dacitice albe-cenușii. Sînt alcătuite din nisipuri micacee, cu fluturași mari de muscovită de culoare cenușie, sau feruginoase cu dungi ruginii pe suprafețele de stratificație, pietrișuri formate din elemente cuarțitice albe, fumurii, negre sau roze, șisturi cristaline (micașisturi, filite negre, pegmatite, amfibolite) de dimensiuni cuprinse între 1 mm — 2 dm, cel mai frecvent 4 — 6 cm, gresii micacee cu mecanogliffe, argile șistoase cenușii cu bucăți de marne albe, tuf dacitic în grosime de 2 cm, argile șistoase micacee cenușii-negricioase, disodiliforme, nisipuri micacee, pietrișuri și marne albe-cenușii în grosime de 1 metru.

Între Veștem și Bradu, Sarmațianul cuprinde pietrișuri formate din cuarțite albe sau negre, gnaise, pegmatite, șisturi cristaline; mărimea obișnuită a elementelor este de 8 — 10 cm, cele mici fiind cuprinse între 5 mm — 5 cm iar cele mai mari ajungînd pînă la 1 m³; apoi nisipuri micacee albe-cenușii, ușor feruginoase, gresii micacee cenușii-vineții, gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice, conglomerate cu cimentul grezos, constituite din aceleași elemente ca și pietrișurile; concrețiuni grezoase sferice, simple sau compuse, cu diametru

obișnuit de 40—60 cm, cele mici de 6 — 10 cm. Prezintă structura torențială și conține enclave de gresii și tufuri dacitice tortoniene. Resturile organice colectate de noi reprezintă speciile:

Cerithium rubiginosum EICHW.

Ervilia podolica EICHW.

Cardium obsoletum EICHW.

Pe V. Bradului, deasupra argilelor șistoase cenușii-negricioase și a două nivele cu tuf dacitic în grosime de 2 și 5 dm, urmează o alternanță de nisipuri cenușii, micacee, în grosime de 1 — 2 m, gresii micacee, concrețiuni grezoase sau conglomeratice sferoidale de la 1 dm la 1 m în diametru și argile nisipoase cenușii. În concrețiunile conglomeratice mărunte am colectat resturi de *Cerithium*.

HALAVÁTS citează *Cardium obsoletum* EICHW., *Ervilia podolica* EICHW. *Cerithium rubiginosum* EICHW. și *Cerithium pictum* BAST. La Săcădate, depozitele sarmațiene sînt reprezentate prin nisipuri micacee cu foițe de muscovită (1 — 2 mm), pietrișuri cuarțitice mărunte, gresii micacee curbicorticele, conglomerate cuarțitice mărunte cu *Cerithium* și fragmente remaniate de *Ostrea*, gresii conglomeratice, concrețiuni grezoase columelare în diametru pînă la 1 m și lungi de 2 — 3 m și argile șistoase nisipoase.

HALAVÁTS (33) a menționat următoarea faună la Săcădate:

Cardium obsoletum EICHW.

Tapes gregaria PARTSCH

Congeria zaisi BRUS.

Buccinum duplicatum SOW.

Murex sublavatus BAST.

Neritina grateloupiana FÉR.

Cerithium rubiginosum EICHW.

Potamides mitralis EICHW.

Lircaea var. *impressa* KRAUSS

Melanopsis altszakadatensis HAL.

Melanopsis protopygmaea HAL.

Hydrobia frauenfeldi HÖRN.

Spirorbis heliciformis EICHW.

A. KOCH (62) și HAUER și STACHE (43) au identificat în aceste depozite următoarele specii:

Cerithium pictum BAST.

Cerithium rubiginosum EICHW.

Cerithium mediteraneum DESH.

Cerithium zelevari HÖRN.

Cerithium sp.



Nerita grateloupana FÉR.
Murex sublavatus BAST.
Buccinum costulatum BRON.
Buccinum (Usita) nodocostatum HILB.
Trochus podolicus EICHW.
Trochus papilla EICHW.
Trochus sp.
Hydrobia sp.
Mactra podolica EICHW.
Tapes gregaria PARTSCH
Cardium obsoletum EICHW.

În Sarmațianul de la Săcădate, K. ANDRAE a determinat Insecte (*Formica* aff. *atavina* HEER, *Chrysopa* sp. aff. *perla* L.), pene de Păsări; HAUER și STACHE au menționat resturi de Pești (*Clupea sardinites* HECK., *Strinsia alata* STEIND., *Morrhua szakadatensis* STEIND.)

De asemenea, ANDRAE (3) și HAUER și STACHE (43) au identificat următoarele plante:

Cyrtoseira partschii STERNB.
Cyrtoseira flagelliformis UNG.
Betula dryadum BRONG.
Ficus tiliacifolia A. BR.
Sapotacites ackneri AND.
Andromeda protogaea UNG.
Malpighiastrum lanceolatum UNG.
Juglans inquirenda AND.
Eucalyptus oceanica UNG.
Cassia phaseolithes UNG.

Depozitele sarmațiene de la Cornățel fac parte din aceeași zonă ca și cele de la Săcădate și apar în axul unui anticlinal larg deschis. Aci sînt cunoscute următoarele resturi de plante, identificate de ANDRAE (3) și STUR (116):

Cyrtoseira partschii STERNB.
Pinus sp.
Castanea kubinyi ETT.
Platanus aceroides GOEPP.
Dryandoides lignitum UNG.

Sarmațianul de la Daia este constituit din aceeași alternanță de nisipuri, pietrișuri, argile, marne albe, gresii, la care se adaugă și strătulețe de dolomite gălbui în grosime de 2—4 cm, care prezintă pe suprafețele de stratificație urme de Pești și plante foarte bine conservate. Moluștele recoltate la Daia de HAUER, STACHE și KOCH sînt reprezentate prin *Cerithium rubiginosum* EICHW.



și *Nerita* cf. *picta* FÉR. În intercalațiile dolomitice am colectat Peștii teleosteeni, determinați de M. PAUCĂ ca *Clupea stratteiformis* KRAMB. și *Rhombus bassanianus* KRAMB. (fig. 13), împreună cu alga *Cyrtoseira*. Plantele colectate de ANDRAE, STUR, HAUER și STACHE aparțin speciilor următoare:

Cyrtoseira partschii STERNB.
Cyrtoseira flagelliformis UNG.
Bambusium sepultum UNG.
Cyperites tertiarius UNG.
Carex scheuchzeri HEER
Zosterites kotschy UNG.
Typhaeoloipum gracile AND.
Typha latissima A. BR.
Sparganium gracile AND.
Pinus kotschyanus UNG.
Ephedrites satzkyanus UNG.
Betula dryadum BRONG.
Quercus drymeja UNG.
Quercus lignitum UNG.
Quercus urophylla UNG.
Quercus cuspidata AND.
Castanea palaeopumilla AND.
Castanea kubinyi ETT.
Carpinus vera AND.
Ulmus bronnii UNG.
Ulmus plurinervia UNG.
Ficus fusii AND.
Laurus szwaszwawicziana UNG.
Laurus giebeleri AND.
Sapotacites ackneri AND.
Sapotacites bielzi AND.
Sapotacites minor ETT.
Andromeda protogaea UNG.
Andromeda weberi AND.
Tilia longebracteata AND.
Acer sepultum AND.
Acer angustilobum HEER
Sapindus heliconius UNG.
Hyraea dombeyopsifolia AND.
Cupanoides anormala AND.
Dalbergia oenigmatica AND.
Podogonium lyellianum HEER



Regiunea Glîmboaca—Chirpăr—Rucăr. Depozitele sarmațiene formează o bandă îngustă la nord de Olt, cuprinsă între localitățile Glîmboaca și Noul Român, iar de aci spre vest capătă o dezvoltare din ce în ce mai mare, racordîndu-se cu regiunea de pe marginea răsăriteană a Bazinului Transilvaniei. La Glîmboaca, peste argilele nisipoase și argilele disodiliforme, se dispun depozitele sarmațiene, alcătuite din nisipuri micacee cenușii sau feruginoase, gresii micacee cenușii, cu cimentul calcaros, concrețiuni grezoase sferoidale sau

comprimate, argile, argile nisipoase, argile cu concrețiuni limonitice, marne compacte albe-cenușii și bucăți de lignit xiloid.



Fig. 13. — *Rhombus bassavianus*.
Sarmațian, Daia.

Microfauna este alcătuită din *Teinostoma*, *Spaniodontella* (?), *Elphidium*, *Globorotalia* (?), *Nonion*, *Quinqueloculina*, *Globigerina*, *Sphaeridia*, *Semseya*, Bryzoare, Ostracode, Hydrobii, Otolite, dinți și oase de Pești.

În Valea Mare (Colun), Sarmațianul este bine deschis și reprezentat prin nisipuri, gresii micacee cenușii sau feruginoase cu suprafețe concreționare, gresii conglomeratice, trovanți,

conglomerate mărunte cu resturi de Lamelibranchiate cu scoica subțire și cu Cardiacee, calcare cu *Ervilia* și argile nisipoase cu fragmente de Lamelibranchiate nedeterminabile. Analiza micropaleontologică a materialului pelitic a arătat prezența formelor de *Quinqueloculina subrotundata*, *Nonion granosum*, *Triloculina*, *Elphidium*, *Globorotalia*, erupție de *Teinostoma*, Otolite, dinți și oase de Pești.

La Găinari, Sarmațianul se întâlnește format din nisipuri, gresii, concrețiuni grezoase cilindroide sau în bancuri, argile cenușii albicioase cu slabe vine de nisip și marne cenușii sau albicioase.

Depozitele sarmațiene se mențin cu aceleași caractere la Noul Român și Rucăr. Sînt descoperite de afluenții mici ai Oltului precum și de torenții instalați pe malul său drept și arată următoarele tipuri de roce: nisipuri micacee sau feruginoase, gresii micacee cenușii, concrețiuni grezoase, argile feruginoase sau cenușii, argile nisipoase, marne și bucăți de lignit xiloid.

Faună de la Săcădate și calcarele organogene de la Colun Sarmațianul dintre Noul Român și Rucăr se prezintă sărac în resturi organice. La Chirpăr, depozitele sarmațiene sînt alcătuite din nisipuri cenușii cu concrețiuni grezoase cenușii-vineții, prin alterație feruginoase, pietrișuri formate din jaspuri brune bine șlefuite, gresii micacee cenușii-albăstrui și gresii fosilifere bogate în fragmente de *Mactra fragilis* și *Cerithium*.

Între Olt și Făgăraș, Sarmațianul apare ca petece izolate la sud de Porumbac și la Sărata. La Porumbac depozitele sarmațiene sînt constituite din nisipuri, pietrișuri și argile; la Sărata, analiza micropaleontologică a arătat existența genului *Spiralis* asociat cu Otolite și Foraminifere (*Elphidium*, *Nonion*, *Globigerina*, *Quinqueloculina*, *Articulina*, *Teinostoma*, *Spaniodontella*, *Sphaeridia*).

Regiunea Homorod—W Rupea—Șona. În această regiune se deosebește sectorul de nord-est, cuprins în bazinul Văilor Homorod, și sectorul de vest și sud-vest, dezvoltat la vest de linia marcată prin localitățile Mărtiniș—Rupea—Șona.

În sectorul Homorod, depozitele sarmațiene ocupă o poziție simetrică față de Văile Homorodul Mare și Homorodul Mic, alcătuind două zone deosebite. Zona de est se află cuprinsă între V. Homorodului Mic și Tortonianul de pe versantul vestic al Munților Perșani și este acoperită în bună parte de aglomerate andezitice. Zona vestică ocupă culmea dintre cele două văi ale Homorodului și suportă aceleași aglomerate. Deschiderile naturale cele mai interesante apar la Jimbor, pe șoseaua Odorhei—Vărghiș și la Racoșul de Jos. Sarmațianul de la Jimbor este reprezentat prin conglomerate poligene alcătuite din elemente bine rulate de cuarțite, calcare și gresii mesozoice, în diametru de 1 cm — 4 dm, gresii cenușii micacee cu concrețiuni grezoase și conglomeratice, nisipuri micacee albe și feruginoase cu enclave de argile și străturețe de marno-argile cenușii-vineții. Aceste depozite sînt localizate în baza Sarmațianului, au direcția NE (10° — 25°), iar înclinarea estică este cuprinsă între 40° — 50° . Ele alcătuiesc flancul de est al anticlinalului Jimbor—Mercheașa.

Pe șoseaua Odorhei—Vărghiș, depozitele sarmațiene avînd aceeași compoziție ca și cele de la Jimbor, sînt formate dintr-o alternanță de gresii micacee, cenușii sau feruginoase prin alterație, gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice (2—4 mm), concrețiuni grezoase și intercalații rare de argile cenușii.

La Racoșul de Jos, Sarmațianul este format în bază din nisipuri micacee, albe, nisipuri feruginoase pe suprafețele expuse, gresii conglomeratice cu elemente cuarțitice avînd 2—4 mm în diametru, concrețiuni grezoase și argile cenușii-vineții. Direcția stratelor este N 20° E, iar înclinarea variază între 15° — 20° . Reprezintă flancul estic al primului sinclinal din regiune.

La vest de linia localităților Mărtiniș—Rupea—Șona, Sarmațianul se dezvoltă sub forma unei zone continue, cuprinsă între Tortonianul de la periferia Bazinului Transilvaniei și Ponțianul din interior. În partea de sud-vest se racordează cu regiunea Glimboaca—Rucăr. Din punct de vedere litologic, Sarmațianul acestei regiuni nu se deosebește de celelalte amintite; începe prin complexul detritic grosolan, care conține resturi de Ostreide tortoniene (Cața) sau Moluște sarmațiene.

La partea superioară depozitele devin argilo-nisipoase și seamănă foarte bine cu depozitele ponțiene. Fosilele sarmațiene cunoscute în această regiune



s-au colectat de pe teritoriul localităților Racoșul de Jos, Dopca, Fișer, Viscri, Dealul Frumos.

LÖRENTHEY (71), WACHNER (128), BÁNYAI au determinat la Racoșul de Jos formele următoare:

Cerithium nodosoplicatum HÖRN.

Rissoa sp.

Hydrobia sp.

Tapes gregaria PARTSCH

Cardium plicatum EICHW.

Modiola navicula DUB.

La Dopca, LÖRENTHEY și WACHNER au menționat speciile: *Nerita picta* FÉR., *Neritodonta* sp. și *Cardium latisulcatum* MÜNST.

A. KOCH (62), C. ROTH (100), VITÁLIS (123), BÁNYAI și TÖRÖK (120) au determinat următoarele Lamelibranchiate și Gasteropode:

Cardium obsoletum EICHW. var. *vindobonensis* P.

Cardium plicatum EICHW.

Cardium latisulcatum MÜNST.

Cardium sp.

Ervilia podolica EICHW.

Ervilia trigonula SOC.

Modiola sp.

Macra fragilis LASC.

La Viscri, ȘT. VITÁLIS (123) și Z. TÖRÖK (120) au citat speciile următoare:

Cardium obsoletum EICHW. var. *vindobonensis* P.

Ervilia podolica EICHW.

Macra fragilis LASC.

Tapes gregaria PARTSCH

În fine, pe teritoriul localității Dealul Frumos, S. PAPP (84) a descris următoarele forme sarmațiene:

Bula lajonkaireana BAST.

Mohrensternia inflata ANDRUSS.

Cardium sp.

Ervilia podolica EICHW.

Ervilia trigonula SOC.

Analiza micropaleontologică a marnelor de la Mărtiniș a indicat prezența Otolitelor și a Foraminiferelor: *Globigerina*, *Globorotalia*, *Globigerinoides* (?) *Nonion*.



Caractere generale. Cu stratigrafia Sarmațianului dintre Olt și Tîrnave s-a ocupat Z. TÖRÖK (129), care a deosebit trei orizonturi.

Orizontul inferior, considerat ca fiind alcătuit din marne și argile nisipoase cu intercalații de gresii. C. ROTH (104) a găsit în Dealul Viilor (E Rupea) resturi slab conservate de *Ervilia*. Acestui orizont i se atribuie și fauna determinată de P. VAJNA, formată din:

Potamides mitralis EICHW.

Potamides diforme EICHW.

Ervilia podolica EICHW.

Cardium obsoletum EICHW.

Cardium plicatum EICHW.

Cardium sp.

Clessina sp.

Mohrensternia sp.

TÖRÖK (120) a completat această listă cu formele următoare:

Donax sp.

Ervilia trigonula SOCOL.

Buccinum sp.

Bulla lajonkaireana BAST.

Hydrobia sp.

Rissoa sp.

Asupra existenței acestui orizont observăm că fauna amintită a fost găsită în nisipurile intercalate în masa conglomeratelor bazale și deci nu poate constitui o dovadă pentru vîrsta sarmațiană a marno-argilelor de la partea inferioară a conglomeratelor poligene.

Orizontul mediu (TÖRÖK) care cuprinde conglomeratele poligene asociate cu nisipuri, gresii micacee, concrețiuni grezoase, argile și marne cenușii sau feruginoase. Aci este localizată fauna reprezentată prin speciile:

Cardium obsoletum EICHW.

Cardium latisulcatum MÜNST.

Macra cf. *fragilis* LASC.

Tapes gregaria PARTSCH

Ervilia podolica EICHW.

Ervilia trigonula SOCOL.

Cerithium pictum BAST.

Buccinum duplicatum SOW.

Bulla lajonkaireana BAST.

Acest orizont formează după noi baza Sarmațianului din partea sudică a Bazinului Transilvaniei.



Orizontul superior (TÖRÖK), reprezentat printr-o alternanță de nisipuri micacee, argile nisipoase și marne sterile din punct de vedere paleontologic.

Analizînd Sarmațianul din regiunea noastră constatăm o transgresiune generală. În partea de est, marea salmastră a tins să se apropie de marginea Munților Perșani (Racoșul de Jos). Trecînd peste zona ocupată de depozitele tortoniene, s-a apropiat de tufurile dacitice de la partea inferioară (Tuf de Racoș = Dej).

În colțul de sud-est al bazinului, apele sarmațiene au avansat mai puțin, în schimb ele s-au apropiat mult de Cristalinul Făgărașului prin măturile de la Sărata și Porumbac. La vest de Sibiu Sarmațianul indică o retragere accentuată, fiind depășit de Ponțian.

Pe marginea de nord a Munților Sebeș, marea sarmațiană a înregistrat un alt punct de invazie la Dobîrca—Cîlnic. În partea de vest, conglomeratele bazale fosilifere sînt instalate pe depozitele eocene. Marea sarmatică a înregistrat în cuprinsul Bazinului Transilvaniei o retragere sensibilă în sectorul nordic și o invazie în cel sudic. Faptul se datorește evoluției fundului marin, care a înregistrat o scufundare treptată în partea meridională, cu un mers crescînd în Miocen și care a continuat și în Ponțian. Apele sarmațiene s-au retras total sau și-au restrîns limitele în comparație cu conturul mării tortoniene. Complexul detritic grosolan din bază, întîlnit în toată zona periferică a Sarmațianului, marchează începutul transgresiunii, cuprinde majoritatea resturilor organice fosilizate și constituie un bun reper pentru lucrările de cartografie. Complexul argilo-marnos, considerat de Z. TÖRÖK ca orizontul inferior al Sarmațianului, aparține Tortonianului. El face parte comună cu depozitele tortoniene și suportă discordant complexul psefitopsamitic al Sarmațianului. Analizele de microfaună au arătat de asemenea vîrsta tortoniană a complexului argilo-marnos. Partea sudică a Bazinului Transilvaniei se caracterizează prin absența nivelelor de tufuri dacitice superioare: Tuful de Hădăreni și Tuful de Ghiriș. Aceste nivele se dezvoltă în partea de nord și vest a Bazinului, avînd valori stratigrafice cunoscute. Tuful de Ghiriș separă Sarmațianul de Tortonianul superior (Buglovian), iar Tuful de Hădăreni delimitează partea inferioară a Buglovianului. Lipsa volumului stratigrafic cuprins între aceste două nivele-reper demonstrează lipsa unei tranziții între Tortonian și Sarmațian în regiunea cercetată.

În regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureșului, Sarmațianul nu se caracterizează prin prezența unui complex detritic grosolan cu caracter de transgresivitate, ci printr-o sedimentație cotinuuă, în care, din lipsa macrofaunelor, tufurile dacitice sînt folosite ca repere stratigrafice. Sedimentația mării sarmațiene s-a produs în condiții batimetrice deosebite. În partea de N și NW a Bazinului Transilvaniei subsidența a asigurat o continuitate de sedimentare de la Tortonian la Sarmațian. În jumătatea sudică, marea avînd un caracter transgresiv net față de formațiunile mai vechi, a sedimentat sub un nivel scăzut al apelor, care invadaseră teritoriul frontal al Făgărașului.



b) PLIOCEN**PONȚIAN**

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei depozitele ponțiene ocupă o importantă parte din regiune. Sînt localizate în special în jumătatea vestică a regiunii cercetate și formează o bandă îngustă și izolată pe marginea de vest a Munților Perșani. Reprezentarea Ponțianului, așa cum se află pe harta geologică a Institutului Geologic (1: 500.000), este susceptibilă de modificări importante. Marginea vestică a depozitelor pliocene este figurată din dreptul localității Apold și pe malul drept al Secașului. Cercetările noastre arată Ponțianul extins mult mai la vest; el se dezvoltă din dreptul Sebeșului pe ambii versanți ai Secașului. Fauna bogată de la Daia demonstrează această extindere a Ponțianului. Pe aceeași hartă geologică, Ponțianul este extins între Valea Oltului și marginea nordică a Făgărașului. Prezența depozitelor ponțiene nu a fost demonstrată pentru această regiune, ele se mențin pe malul drept al Oltului și au tendința de a se retrage spre nord.

Regiunea Sebeș—Sibiu—Noul Român este ocupată în cea mai mare parte de depozite ponțiene. În partea de vest urmărește banda miocenă de la Totoi—Petrești, orientată nord-sud. În Dealul Bilag pătrunde în interiorul zonei miocene iar pe marginea Munților Metaliferi are tendința de a lua contact cu depozitele mesozoice. Pe marginea de nord a Munților Sebeș, Ponțianul se menține aproape de Cristalin, urmărind de asemenea zona de Miocen îngustată treptat. Între Apold—Săliște—Gura Rîului—Poplaca ia contact direct cu Șisturile cristaline.

Din dreptul localității Cislădia, depozitele ponțiene se depărtează din ce în ce mai mult de Cristalin, retrăgîndu-se temporar la nord de Valea Hîrtibaciului pînă la Cornățel, iar apoi încearcă să se apropie de Făgăraș, menținîndu-se pe malul drept al Oltului între Săcădate și Noul Român. De aci Ponțianul, descriind un semicerc, se retrage spre nord-vest pe linia Veseud-Bunești.

Regiunea ponțiană Sebeș—Sibiu—Noul Român este întreruptă în interiorul său de petece relativ înguste de Miocen, care apar în legătură cu axele de anticlinal. La Cunța, Ocna Sibiului, Cenade, Soroștin, Șesuri se întîlnesc aceste petece de Miocen cu dezvoltare locală.

Deschiderile naturale cele mai importante se găsesc în carierele din cuprinsul localităților. Eroziunea slabă a rețelei hidrografice și pătura depozitelor cuaternare fac să nu avem profile continue în Ponțianul acestei regiuni. În cariera Arini de la Daia (Sebeș), Ponțianul este reprezentat prin alternanța următoare: nisipuri micacee albe sau feruginoase, cu fluturași de muscovită de 1—2 mm, care prezintă structura torențială, nisipuri cu intercalații subțiri de argilă și cu concrețiuni limonitice sferoidale sau eliptice conținînd slabe urme



de cărbuni și bucăți de lemne silicifiate, cu structura vegetală bine conservată, pietrișuri albe sau feruginoase, cu mici enclave de marne tortoniene și formate din elemente cuarțitice mărunte (2—4 mm), gresii friabile cenușii-albicioase, argile cenușii sau gălbui și gipsuri secundare fibroase, sub forma de umplutură a diaclazelor. În Dealul Daia, la partea superioară a complexului ponțian, se întâlnesc pietrișuri bine rulate, formate din cuarțite și calcare mesozoice, și cu dimensiuni cuprinse între 1 mm — 1 dm, cel mai frecvent de 2—6 cm. Prin cimentare dau naștere unor conglomerate cuarțitice. Sînt folosite la pietruirea drumurilor.

Resturile organice din aceste pietrișuri sînt numeroase și aparțin următoarelor specii:

Melanopsis vindobonensis FUCHS

Melanopsis martiniana FÉR.

Melanopsis bouéi FUCHS

Congeria subglobosa PARTSCH

Congeria partschi CZJK

Cardium cf. *banaticum* FUCHS

Unio atavus PARTSCH

Helix sp.

Unul din punctele fosilifere cele mai importante se află tot pe teritoriul localității Daia, lângă fîntîna izlazului comunal. Ele apar în nisipurile și argilele cenușii negricioase, descoperite de un torent și sînt reprezentate prin următoarele *Melanopside*:

Melanopsis vindobonensis FUCHS

Melanopsis martiniana FÉR.

Melanopsis bouéi FÉR.

Melanopsis pygmaea PARTSCH

Melanopsis spiralis HANDM.

Melanopsis cfr. *striata* HANDM.

Melanopsis pyrula HANDM.

La Ungurei, Ponțianul este format din marne și argile cenușii-vineții sau feruginoase prin alterație, precum și nisipuri micacee albe-cenușii. Ca resturi organice marnele cuprind resturi de plante incarbonizate și Moluștele:

Congeria banatica HÖRN.

Limnocardium syrmienne HÖRN.

Planorbis ponticus LÖR.

În Ponțianul de la Vingard s-au determinat speciile *Congeria banatica* HÖRN., *Melanopsis martiniana* FÉR., *Congeria partschi* CZJK., *Unio atavus* PARTSCH. și *Helix* sp. La Boz, depozitele ponțiene sînt reprezentate prin pietrișuri mărunte, alcătuite din elemente rulate, în care se observă elemente



izolate de 4—6 cm grosime, precum și blocuri de pietrișuri prinse într-o crustă feruginoasă. În depozitele ponțiene de la Cut se cunosc următoarele forme:

- Congeria zsigmondyi* HAL.
- Congeria partschi* CZJK.
- Limnocardium syrmense* HÖRN.
- Unio* sp.
- Pisidium priscum* EICHW.
- Melanopsis vindobonensis* FUCHS
- Melanopsis martiniana* FÉR.

Ponțianul de la Cunța este alcătuit din pietrișuri formate din elemente cuarțitice albe, fumurii sau roze, și micașisturi, care prin cimentare se transformă în conglomerate feruginoase ale căror elemente cuarțitice apar în relief. Ele conțin de asemenea fragmente de tufuri dacitice și sînt asociate cu marnele cenușii-vineții compacte purtătoare de Cardiacee cu cochilia subțire. Resturile organice sînt reprezentate prin speciile următoare:

- Limnocardium carinatum* DESH.
- Limnocardium* cf. *lenzi* HÖRN.
- Limnocardium syrmense* HÖRN.
- Limnocardium* cf. *secans* FUCHS
- Congeria subglobosa* PARTSCH
- Congeria partschi* CZJK.
- Congeria clavaeformis* (non KRAUSS) FUCHS
- Congeria* aff. *triangularis* și *croatica*
- Unio* sp.
- Melanopsis martiniana* FÉR.
- Melanopsis vindobonensis* FUCHS
- Melanopsis pygmaea* PARTSCH
- Melanopsis kreutzeri* BIELZ
- Neritina crenulata* KLEIN

Depozitele ponțiene de la Spring sînt constituite din pietrișuri formate din elemente cuarțitice bine rulate, cu dimensiunile medii între 1—5 cm și cu bucăți de marne albe-cenușii tortoniene, în asociație cu nisipuri albe-cenușii cu fluturași de muscovită, concrețiuni limonitice, plante, fragmente de argile remaniate și strătulețe de plante incarbonizate, nisipuri feruginoase dungate, gresii conglomeratice micacee în bancuri rare și marne cenușii-negricioase în strate groase de 40 cm. Pietrișurile conțin resturi de *Congeria subglobosa* PARTSCH și *Congeria partschi* CZJK.

La Miercurea Sibiului, Ponțianul apare bine dezvoltat în Dealul Morii de Vînt, fiind reprezentat prin: pietrișuri formate din elemente de cuarțite albe, roze sau fumurii, calcare mesozoice, gresii cretacee, roce eruptive mesozoice



(diabaze, porfire) și japsuri; toate elementele sînt prinse într-o masă de nisipuri feruginoase. Fosilele recoltate pe teritoriul acestei localități, citate de A. KOCH (58), sînt:

Limnocardium cf. *lenzi* HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Congeria banatica HÖRN.
Congeria zsigmondyi HAL.
Congeria cf. *zsigmondyi* HAL.
Valenciennius reussi NEUM.

În carierele Apoldului se observă următoarea alternanță de depozite ponțiene fosilifere: pietrișuri mărunte cu elementele cuprinse între 2 mm — 1 cm, nisipuri micacee albe-cenușii și feruginoase cu concrețiuni grezoase aplatizate, cu diametru de 2—5 dm, cu structura încrucișată torențială și conținînd enclave de argilă și marne tortoniene; marne și argile cenușii sau feruginoase în strate groase de 2—5 cm. Resturile organice sînt reprezentate prin speciile următoare:

Congeria spatulata PARTSCH
Congeria clavaeformis FUCHS
Congeria subglobosa PARTSCH
Congeria partschi CZJK.
Limnocardium desertum STOLICZKA
Limnocardium tenue FUCHS
Limnocardium nudum REUSS
Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis bouéi FÉR.
Melanopsis pygmaea PARTSCH

Marnele cenușii-albăstrui, compacte, cu spărtură concoidală, prezintă Lamellibranchiate cu conchilia subțire:

Limnocardium cf. *lenzi* HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Congeria banatica HÖRN.

La Singătin, depozitele ponțiene sînt reprezentate prin nisipuri cu vinișoare de argile care scot în evidență structura încrucișată, pietrișuri cu structura torențială și bucăți mari de argilă și marno-argile cenușii-vineții. Ele cuprind următoarele resturi organice:

Congeria subglobosa PARTSCH
Congeria partschi CZJK.
Limnocardium lenzi HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.



Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis vindobonensis FUCHS
Melanopsis bouéi FÉR.
Melanopsis impressa KRAUSS

Pe Valea Topîrcioara cu Apă (Topîrcea) se întâlnesc marnele cenușii-vineții conținând, în ordine stratigrafică, următoarele Lamellibranchiate cu scoica subțire:

Congeria banatica HÖRN.
Limnocardium lenzi HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.

La Soroștin, Presaca, Hașag, Ponțianul este constituit tot dintr-o alternanță de nisipuri micafere, albe-cenușii sau feruginoase, cu concrețiuni limonitice și enclave de argile, pietrișuri și marno-argile albe-cenușii sau cenușii-verzui. Frecvența fosilelor însă este redusă deoarece ele corespund regiunii lacustre mai adânci. Depozitele bogat fosilifere se mențin în zona de litoral a lacului pliocen.

Ponțianul de la Ocna Sibiului apare bine deschis în tăieturile drumurilor din nordul localității și este reprezentat prin nisipuri albe sau feruginoase, cu foițe de muscovită (1—2 mm), cu enclave argiloase și argile fin micacee albe, cenușii sau feruginoase. Conține următoarele resturi organice menționate de KOCH și HALAVÁTS (34):

Congeria banatica HÖRN.
Congeria cf. *zsigmondyi* HAL.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Planorbis ponticus LÖR.
Micromelania sp.

Aceiași autori au citat la Șesuri formele:

Congeria banatica HÖRN.
Congeria czjžeki HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Limnocardium penslii (?) FUCHS.
Valenciennius reussi NEUM.

Sucesiunea depozitelor ponțiene se poate urmări bine pe șoseaua Blaj — Sibiu între localitățile Ruși și Slimnic. În marno-argilele din această din urmă localitate HALAVÁTS a citat speciile:

Congeria markovici BRUS.
Limnocardium mayeri HÖRN.
Limnocardium nudum REUSS.

Limnocardium cfr. *arenaceum* BRUS.

Limnaeus nobilis REUSS

Pe drumul Slimnic—Mîndra se întîlnesc marne cenuşii-albăstrui cu *Conger*ia şi *Limnocardium*. În împrejurimile Sibiului se dezvoltă Pontianul la Guşteriţa şi Cîsnădia. BIELZ (11) a urmărit profilul sondelor de alimentare cu apă de la Sibiu, menţionînd existenţa unui complex marnos-nisipos cu urme de cărbuni de la nord-vest de Sibiu. Marno-argilele plastice cenuşii-vineţii

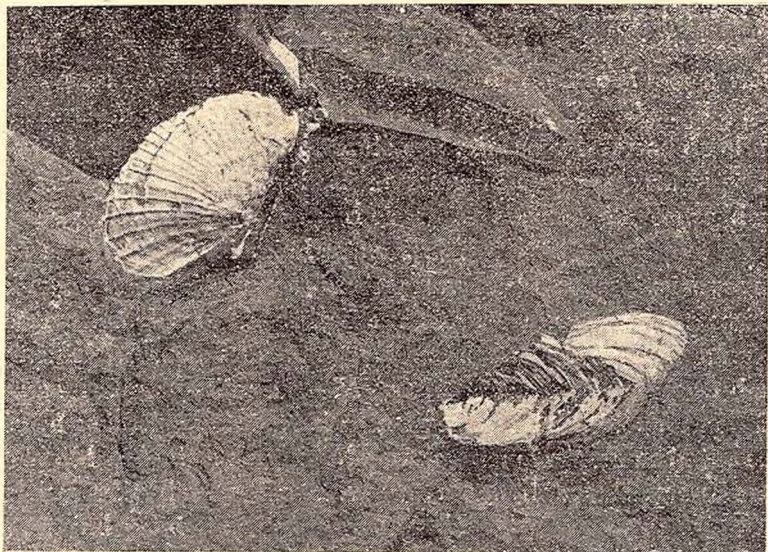


Fig. 14. — Argilă cu *Limnocardium* şi *Conger*ia. Pontian, Guşteriţa, Sibiu.

sau feruginoase pe feţele expuse infiltraţiilor de ape superficiale conţin frunze de plante, conuri de *Pinus kotschiana* UNG., vertebre de Teleosteeni de 1 cm diametru, impresiuni de Peşti şi Lamellibranchiate cu cochilia subţire (*Conger*ia, *Limnocardium*). Carierele de la Guşteriţa (fig. 14) au descoperit marne cenuşii-albicioase sau cenuşii-albăstrui, marne feruginoase şi marne nisipoase. Sînt bogate în resturi organice cu cochilia subţire şi cuprind speciile:

Limnocardium squamulosum DESH.

Paradacna fuchsi HERB.-NEUM.

Limnocardium lenzi HÖRN.

Limnocardium syrmienne HÖRN.

Limnocardium obsoletum var. *protractum* EICHW.

Limnocardium praeponicum KRAMB.-GORJ.

Limnocardium plicataeformis KRAMB.-GORJ.

Limnocardium cekusi KRAMB.-GORJ.

Congeria banatica HÖRN.
Valenciennius reussi NEUM.
Planorbis ponticus LÖR.

La Cislădioara, deasupra marnelor miocene se dezvoltă Pontianul, reprezentat prin pietrișuri cuarțitice bine rulate și nisipuri micacee, iar la Cislădia, prin nisipuri albe micafer, nisipuri feruginoase dungate, cu enclave de marne și argile cenușii-negricioase cu intercalații slabe de 4—6 cm. Fosilele de la Cislădia, menționate de KOCH (58), aparțin la speciile următoare:

Congeria partschi CZJK.
Congeria cžjžeki HÖRN.
Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis impressa KRAUSS
Melanopsis vindobonensis FUCHS
Melanopsis bouei FÉR.
Melanopsis avellana (?) FUCHS
Melanopsis costata (?) FÉR.
Neritina grateloupiana FÉR.

HALAVÁTS a descris în Pontianul de la Cislădie formele:

Congeria doderleini BRUS.
Melanopsis bouei FÉR.
Melanopsis austriaca HANDM.
Melanopsis stricturata BRUS.
Melanopsis (Lyrcea) martiniana FÉR.

Tot aci au fost determinate plantele *Carpinus grandis* UNG. și *Dryandoides hakaefolia* UNG.

Din dreptul Cislădiei, Pontianul se retrage pe direcția NE, ajungând la Roșia—Cornățel, de unde avansează din nou spre marginea Cristalinului, însă se oprește pe malul drept al Oltului. Deschiderile cele mai importante se găsesc la Vurpăr, Roșia, Cornățel, Săcădate, Găinari, Fofeldea și Ilimbav. Depozitele pontiene de la Vurpăr sînt reprezentate prin pietrișuri bine rulate, cu diametrul de 1 mm — 1 cm, formate din cuarțite albe, fumurii și mai rar roze, nisipuri slab micacee, cenușii cu dungi ruginii, concrețiuni grezoase și conglomeratice, sferoidale, cu păaturi concentrice, simple sau combinate, care apar în masa nisipurilor și au diametrul variind între 1 dm — 1 m, concrețiuni limonitice sferoidale sau elipsoidale pînă la 1 dm diametru, cu păturile exterioare mai bogate în oxizi de fer, uneori în legătură cu bancuri de gresii, enclave de argile și strătulețe de gresii micafer, precum și marno-argile cenușii-vineții sau gălbui, fin stratificate.

La NE de Roșia, Pontianul este constituit din pietrișuri cuarțitice, conglomerate poligene, formate din cuarțite și șisturi cristaline, nisipuri micacee,

concrețiuni limonitice și marne cenușii cu Cardiacee. Resturile organice fosilizate sînt reprezentate prin impresiuni de plante și speciile următoare de Moluște:

Limnocardium lenzi HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Congeria banatica HÖRN.
Pisidium sp.
Planorbis ponticus LÖR.
Unio atavus PARTSCH

La sud de Cornățel, pe culmea deluroasă din apropiere, depozitele pontiene sînt bine deschise. Marnele cenușii-vineții conțin (HALAVÁTS) speciile *Congeria banatica* HÖRN. și *Limnocardium syrmienne* HÖRN. În pietrișurile din V. de Mijloc, același autor a menționat formele:

Congeria ornithopsis BRUS.
Congeria partschi CZJK.
Lyrcaea bonelli SISM.
Melanopsis bouéi FÉR.

În pîrîul Securii, a identificat speciile:

Congeria aff. *ornithopsis* BRUS.
Congeria ramphophora BRUS.
Lyrcaea bonelli SISM.
Melanopsis bouéi FÉR.

Aceleași depozite pontiene se dezvoltă și la Nucet, unde am colectat următoarele fosile:

Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis bouéi FÉR.
Lyrcaea bonelli SISM.
Congeria subglobosa PARTSCH
Congeria partschi CZJK.
Congeria ornithopsis BRUS.

Depozitele pontiene de la Nucet—Cornățel reprezintă marginea lor de sud și se găsesc la contactul cu Sarmațianul. Ele avansează spre V. Oltului pînă la Săcădate, iar de aci spre est se mențin la distanțe variabile de Olt.

HAUER și STACHE (43) și KOCH (62) au menționat la Săcădate următoarele *Melanopside*:

Melanopsis impressa KRAUSS
Melanopsis impressa KRAUSS aff. *martiniana*
Melanopsis bouéi FÉR.
Melanopsis pygmaea PARTSCH



Pe malul drept al Oltului, Ponțianul prezintă deschiderile naturale cele mai clare, însă ele nu înfățișează profile continue ci descoperă numai partea bazală a complexului la contactul cu Sarmațianul. La Găinari este reprezentat prin pietrișuri cuarțitice mărunte, nisipuri micacee, feruginoase cu cuiburi actuale de viespi, enclave de argile, concrețiuni limonitice, concrețiuni grezoase cilindroide ca cele sarmațiene și gresii sub formă de intercalații slabe.

Deasupra acestui complex, la Fofeldea și Ilimbav se dezvoltă argile și marne cenușii-negricioase, cenușii-vineții sau feruginoase cu resturi numeroase de Cardiacee și Congerii cu scoica subțire.

La est de o linie ce ar uni localitățile Noul Român și Veseud, Ponțianul ocupă numai culmile mai înalte și apare izolat în mijlocul depozitelor sarmațiene. Din cauza afinității petrografice, a lipsei de fosile și a deschiderilor, delimitarea Ponțianului s-a făcut aci ținând seamă de aspectul morfologic. În aceeași situație se află și Ponțianul de la Jibert (W Rupea).

Regiunea Merești — Racoșul de Jos. Ponțianul din această regiune este reprezentat printr-o zonă sinclinală situată în partea de apus a Munților Perșani și care urmărește flancul vestic al catenei. Apare izolat față de cel din interiorul Bazinului Transilvaniei, printr-o zonă largă de Tortonian și Sarmațian.

Depozitele ponțiene de la Merești—Racoșul de Jos sînt reprezentate prin pietrișuri și bolovănișuri, uneori ușor cimentate, cu intercalații de material psamitic de origine lacustră sau vulcanică și din aglomerate andezitice la partea superioară. Materialul psefitic este reprezentat prin gresii cretacice, gresii terțiare, conglomerate și calcare mesozoice, cuarțite colorate diferit, micașisturi și gnaise. Forma elementelor este sferoidală, ovală sau turtită în formă de galeți. Mărimea lor obișnuită este cuprinsă între 5 cm — 1 dm. Elementele cele mici variază între 2 mm — 2 cm, cele mari pot ajunge pînă la 50 cm. Prin cimentare dau naștere unui conglomerat poligen.

Lipsa unei serii a elementelor, dispoziția lor haotică, mărimea și forma de galeți pledează pentru originea lor torențială. Dezvoltarea psefitelor în apropierea reliefului muntos al Perșanilor arată originea lor legată de prezența unei catene.

Pătura de detritus datorită vulcanilor andezitici din Hărghita acoperă partea de nord a Perșanilor și s-a extins asupra zonei neogene de la Racoș—Merești—Homorod—Mărtiniș. Ea este alcătuită din blocuri (5—10 cm) rotunjite de andezit bazic și elemente de pietrișuri iar cimentul este format dintr-un nisip fin vulcanic și cenușă vulcanică. Materialul detritic, amestecat cu cel vulcanic, este de natură argilooasă sau limonitică și conține elemente de cuarțite rulate, de 2—4 cm diametru.

Z. TÖRÖK a susținut, alături de HERBICH și WACHNER, originea andezitică a produselor vulcanice de la Ungra și Homorod, combătînd pe A. KOCH LÖRENTHEY și C. ROTH.



Aglomeratele andezitice de la Racoș—Homorod—Merești au fost considerate ca ocupînd culmile deluroase și au fost separate față de depozitele neogene printr-o suprafață aproape plană. În partea de nord a Perșanilor aglomeratele andezitice ocupă de asemenea relieful mai înalt. Ele s-au instalat pe un relief antepontian, despre ale cărui caractere ne putem da seama urmărind baza aglomeratelor. Geomorfologic, suprafețele ocupate de aceste aglomerate reprezintă niște platouri ce contrastează cu restul catenei. Din această cauză s-au considerat aglomeratele și lavele andezitice ca ocupînd relieful peneplenizat.

Cercetînd extinderea aglomeratelor în partea de răsărit a Bazinului Transilvaniei am constatat că limita lor inferioară nu se menține pe isohipse ci prezintă variațiuni importante. De aci rezultă că ele nu ocupă suprafețe peneplenizate ci s-au depus în lacul pontian, fiind cutate apoi odată cu depozitele neogene. Variațiile axiale ale sinclinalelor în care s-au conservat fac ca aglomeratele să coboare pînă în talvegul văilor.

Resturile organice pe baza cărora s-a precizat vîrsta depozitelor sînt reprezentate prin formele *Planorbis ponticus* LÖR. și *Odontogyrobis*. Ele au fost colectate de BÁNYAI în depozitele superioare Sarmațianului de la Racoșul de Jos.

Concluzii. Complexul sedimentar al Pontianului este alcătuit dintr-o alternanță de pietrișuri, nisipuri, concrețiuni grezoase sau limonitice, gresii, marne, argile și material vulcanic (tufuri, aglomerate). Prezintă asemănări mari cu depozitele sarmațiene, de care nu pot fi separate decît în prezența fosilelor.

Distincția litologică se poate face în prezența unor tipuri de roce speciale, dar care nu au continuitatea asigurată. Rocelor specifice Sarmațianului sînt calcarele organogene, calcarele dolomitice în plăci și tufurile dacitice, iar tufurile și aglomeratele andezitice caracterizează Pontianul.

Orizontarea Pontianului pe baze paleontologice a format obiectul cercetărilor din Bazinul Transilvaniei. A. KOCH (58) a deosebit trei orizonturi.

Orizontul inferior este caracterizat prin formele:

Limnocardium cf. *lenzi* HÖRN.

Limnocardium syrmense HÖRN.

Limnocardium obsoletum var. *protractum* EICHW.

Limnocardium praeponticum KRAMB.-GORJ.

Limnocardium plicataeformis KRAMB.-GORJ.

Limnocardium cf. *cekusi* KRAMB.-GORJ.

Congerina banatica HÖRN.

Valenciennius reussi NEUM.

Pisidium sp.

Micromelania lopadensis LÖR.

Limnaeus velutinus DESH.

Ostracode.



Deasemenea se cunosc resturi de Teleosteeni (oase, solzi), precum și următoarele plante:

Phragmites oeningensis HEER
Taxodium europaeum UNG.
Pinus pinastroides UNG.
Carpinus grandis UNG.
Dryandoides hakaefolia UNG.

Orizontul mediu cuprinde speciile:

Congeria zsigmondyi HAL.
Congeria cf. *triangulocostatus* HAL.
Limnocardium cf. *secans* FUCHS
Pisidium priscum EICHW.

Orizontul superior, numit și orizontul cu *Lyrcaea*, este semnalat pe baza următoarei faune:

Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis impressa KRAUSS
Melanopsis vindobonensis FUCHS
Melanopsis bouéi FÉR.
Melanopsis pygmaea PARTSCH
Melanopsis kreutzeri BIELZ
Melanopsis avellana (?) FUCHS
Neritina grateloupiana FÉR.
Neritina crenulata KLEIN
Congeria subglobosa PARTSCH
Congeria partschi CZJK.
Congeria spatulata PARTSCH
Congeria clavaeformis (non KRAUSS) FUCHS
Congeria czjžeki HÖRN.
Limnocardium carinatum DESH.
Limnocardium peslii (?) FUCHS
Unio atavus PARTSCH

Cercetările ulterioare au arătat în primul rând că orizontul mediu cu *Congeria zsigmondyi* nu a fost identificat ca atare; în al doilea rând că succesiunea orizonturilor precizate de KOCH apare uneori inversată.

P. VAJNA a semnalat la Lăpușul Român poziția inferioară a stratelor cu *Limnocardium lenzi* față de stratele cu *Melanopsis martiniana*. S. PAPP a găsit specia *Congeria banatica* la partea superioară a Pontianului. E. JEKELIUS, S. GILLET, VITÁLIS, A. VANCEA au afirmat de asemenea că subdiviziunile lui KOCH nu au valoare de orizonturi.

Lipsa Meotianului din complexul pliocen de tip transilvan, menționată de SCHRETER, precum și dificultatea separării Pontianului de Dacian, a determinat

pe LÖRENTHEY să introducă termenul de Panonian, care înglobează primele trei subdiviziuni pliocene. Z. TÖRÖK, în monografia geologică a Tîrnavei Mari, a prevăzut capitolul « Ponțian », menționînd faptul că « avînd valoarea echivalentă în timp cu Meoțianul, Ponțianul și Dacianul inferior... ar trebui să înlocuiască etajul ponțian cu Panonicul lui LÖRENTHEY » (120).

Autorii de mai sus au căzut de acord asupra faptului că resturile organice cunoscute în Bazinul Transilvaniei nu caracterizează orizonturi diferite ci corespund la variațiuni de facies.

Sedimentația lacustră în timpul Ponțianului a avut ca rezultat dezvoltarea unui facies psefito-psamitic la periferia bazinului și a unui facies pelito-psamitic în interiorul său. Faciesul psefito-psamitic se dezvoltă la marginea lacului ponțian și reappare totodată la partea superioară, fiind reprezentat prin pietrișurile de umplere. Este caracterizat prin Lamelibranchiate și Gasteropode cu cochilia groasă și anume:

Congeria subglobosa PARTSCH
Congeria partschi ČŽJK.
Limnocardium hantkeni FUCHS
Limnocardium desertum STOLICZKA
Limnocardium tenue FUCHS
Melanopsis martiniana FÉR.
Melanopsis vindobonensis FUCHS
Melanopsis bouéi FÉR.
Melanopsis spiralis HANDM.
Melanopsis pyrula HANDM.
Melanopsis pygmaea PARTSCH
Unio atavus PARTSCH
Helix sp.

Aceste specii sînt forme de facies și se întîlnesc în tot cuprinsul Ponțianului în legătură cu rocele detritice grosolane.

Faciesul marno-argilos cuprinde forme cu cochilia subțire și anume:

Limnocardium lenzi HÖRN.
Limnocardium syrmienne HÖRN.
Limnocardium praeponticum KRAMB.-GORJ.
Limnocardium plicataeformis KRAMB.-GORJ.
Congeria banatica HÖRN.
Planorbis ponticus LÖR.
Valenciennius reussi NEUM.

Acest facies se dezvoltă în interiorul Bazinului Transilvaniei la distanțe apreciabile de țărm sau în condiții batimetrice deosebite de faciesul psefito-psamitic.



În partea de est a Bazinului apare faciesul eruptiv-sedimentar, datorit efuziunilor neogene din Călimani—Hărghita și reprezentat prin întreaga serie, de la cenuși andezitice la aglomerate andezitice. Acest facies este specific Ponțianului și constituie un criteriu de separare față de depozitele sarmațiene.

Faciesul torențial, reprezentat prin bolovăniș, prundiș și pietriș, este constituit din elemente provenite din formațiunile catenei învecinate. Se datorește cursurilor afluate de râuri care transportau de pe uscat materialul detritic grosolan. Formează două zone situate la vest în apropierea Munților Apuseni și la est în vecinătatea Perșanilor. Aceste zone corespund la două sinclinale limitrofe orientate nord-sud.

Faciesul torențial de la vest cuprinde, pe lângă fosilele cu cochilie groasă, ponțiene, și resturi organice marine (Tortonian) și salmastre (Sarmațian). Faptul a fost interpretat de P. VAJNA ca o tranziție cuprinzătoare a subdiviziunilor Tortonian, Sarmațian și Ponțian. Noi am arătat însă că ne găsim în prezența unei remanieri a faunelor tortoniene și sarmațiene în depozitele ponțiene.

Acest facies se dezvoltă în apropierea reliefului muntos de la apusul și răsăritul Bazinului și lipsește în apropierea Făgărașului. Absența poate fi pusă pe seama eroziunii care a fost mai activă în această parte. Faciesul torențial fluviatil s-a dezvoltat periferic în tot timpul Ponțianului și a pus apoi stăpânire pe lacul întreg, reprezentând pietrișurile de colmatare localizate la partea superioară a complexului ponțian.

Sedimentația din Bazinul Transilvaniei în timpul Ponțianului prezintă un caracter ritmic prin repetarea frecventă a tipurilor de roce și a fosilelor de facies. Subsidența s-a menținut în Pliocen și s-a terminat odată cu Ponțianul. În privința permanenței ei în intervalul Sarmațian-Ponțian părerile diferiților autori sînt împărțite; unii admit o întrerupere a sedimentației în timpul Meoțianului, iar alții consideră o continuitate de sedimentare de la Sarmațian la Ponțian. Pentru acest complex de tranziție (Meoțian-Ponțian-Dacian inferior) s-a introdus termenul de Panonian.

M. PAUCĂ (85) a susținut prima idee, aducînd în sprijinul ei eroziunea puternică a Sarmațianului și depășirea lui de către apele ponțiene în bazinele din vestul și nordul Munților Apuseni.

Această observație este valabilă și pentru zona periferică a Bazinului Transilvaniei, unde se constată o înaintare a depozitelor ponțiene față de Sarmațian. În unele regiuni ele ajung chiar în contact cu depozitele mai vechi ale catenelor.

Datele de adîncime arată o continuitate de sedimentare, prin repetarea depozitelor pelitice. Faciesul litoral detritic, pe care ar trebui să-l întîlnim și în centrul Bazinului, nu a fost identificat. Limita dintre Sarmațian și Pliocen în complexul de tranziție, în lipsa datelor paleontologice, a fost considerat Tuful de Bazna. Acest orizont-reper, reprezentat printr-o alternanță de marne cenușii-negricioase și foite de cinerite, este greu de observat pe teren, însă este ușor de identificat în carote.



Continuitatea sedimentației este dovedită și pentru subdiviziuni mai vechi întâlnite în Bazinul Transilvaniei, care s-a manifestat ca un bazin de subsidență.

Variațiile de nivel înregistrate de ape la periferie au dat caracterul de transgresivitate la contactul cu formațiile vechi ale catenelor de la marginea Bazinului. În zona centrală însă, continuitatea sedimentației era asigurată.

Din cele expuse mai sus reiese modul de depozitare deosebit în centru și la periferie. Discordanța interformațională este un fenomen periferic, care nu corespunde întregii suprafețe ocupată de lacul ponțian. Pe când apele lacustre

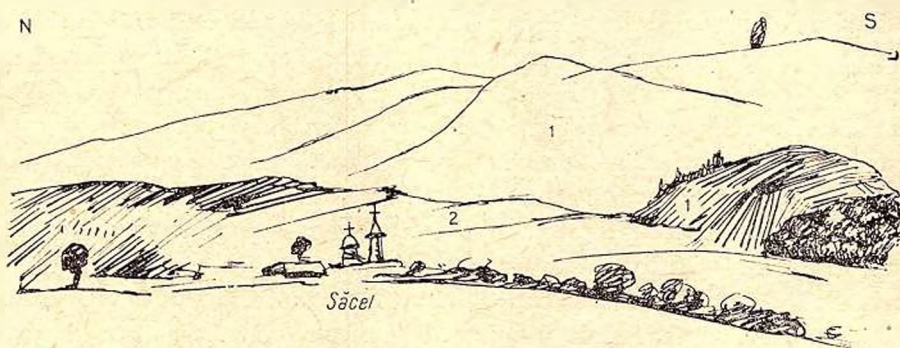


Fig. 15. — Raporturile dintre Cristalinul Cărbăneștilor și Poniș (Săcel).

1, Sisturi cristaline; 2, Poniș.

înregistrau jocuri de nivel în apropierea catenelor, în centru s-au menținut, depunând continuu.

Prezența unei tranziții Sarmațian-Poniș a ridicat problema existenței Meoșianului în Bazinul Transilvaniei.

Pachetul de strate care cuprinde Tuful de Bazna corespunde dezvoltării în timp a Meoșianului. Echivalentul litologic al acestei subdiviziuni pliocene din Subcarpați nu se întâlnește în Bazinul Transilvaniei, de asemenea nu au fost identificate nici fosilele caracteristice. Asemănarea sedimentelor în zona de tranziție din centrul Bazinului Transilvaniei este provocată de sedimentația subsidentă care s-a menținut în perioada Tortonian-Sarmațian-Poniș.

Absența faunei meoșiene nu este un caz izolat, ci se observă în întreg complexul neogen depus în aceleași condiții batimetrice. Bazinul Transilvaniei s-a comportat ca un bazin de sedimentație închis, lipsit de o circulație de fund necesară dezvoltării vieții. Din această cauză faunele neogene aparțin faciesurilor litorale și lipsesc în faciesurile mai adânci. Extinderea actuală a depozitelor ponișene arată deformările suferite de bazin. Localizarea lor în partea de vest pledează pentru deplasarea axului bazinului de la est spre vest. Avansarea constatată în regiunea Apold—Săliște—Gura Rîului dovedește o scoborîre treptată de la nord la sud (fig. 15).

Aceste deformări se observă în toată evoluția Bazinului. După prima schițare, întâmplată la sfârșitul Cretacicului, au urmat jocurile pe verticală care au dus la schimbări de facies importante în timpul Paleogenului. În Neogen, apele marine se restrâng treptat, invadînd platforma din fața Făgărașului și depresiunile intramuntoase. Mărirea uscatului înconjurător și creșterea debitului apelor curgătoare au produs transformarea apelor marine normale în ape salmastre (Sarmațian). Îndulcirea completă a transformat marea salmastră într-un bazin lacustru. În timpul Ponțianului procesul de îndulcire a fost complet, iar apele lacului au ocupat suprafețe ce au depășit în unele puncte suprafața mării salmastre.

La sfârșitul Ponțianului, sedimentația subsidentă se încheie, iar apele lacustre se retrag în Bazinul panonic și anexele lui. În Transilvania apele dulci s-au retras în depresiunile (Bîrsa-Borsec) din spatele catenei Carpaților orientali.

DACIAN

În timpul Dacianului, apele lacustre au sedimentat în Depresiunea Bîrsei, acoperind marginea răsăriteană a Perșanilor și, pătrunzînd probabil prin actualul defileu al Oltului, au ajuns în Bazinul Transilvaniei. Depozitele daciene de la Racoșul de Jos, Mateiaș, Bogata, Hoghiz, Fîntîna, Lupșa, Ungra și Crihalma sînt dovezi despre extinderea Dacianului în regiunea noastră. Fauna abundentă a făcut ca primii cercetători să se ocupe cu determinări paleontologice și să discute poziția lor stratigrafică. Primele determinări de faună au fost executate de HERBICH și NEUMAYR (45). Vîrsta depozitelor purtătoare de faună a fost considerată ca ponțiană. HALAVÁTS și WACHNER au considerat ca bună determinarea acestei vîrste. LÖRENTHEY (71) a observat abundența formelor, raritatea speciilor și starea de conservare nefavorabilă determinărilor. Este singurul autor care a menționat prezența Limnocardiidelor: *Cardium* n. sp. și *Cardium levanticum* LÖR. Vîrsta depozitelor care conțin faună de la Ungra și Fîntîna a fost considerată de LÖRENTHEY ca levantin-inferioară.

A. KOCH s-a ocupat cu faunele provenite din aceste localități, considerîndu-le de asemenea levantine. HAUER și VITÁLIS au cercetat punctul fosilifer de la Ungra. C. ROTH și BÁNYAI au rămas la aceeași vîrstă levantină, considerată de LÖRENTHEY și admisă de A. KOCH și VITÁLIS.

E. JEKELIUS (58), cercetînd faunele pliocene superioare din Depresiunea Bîrsei și din regiunea Racoș, a determinat un număr important de specii aparținînd genurilor *Theodoxus*, *Viviparus*, *Hydrobia*, *Pseudamnicola*, *Bullimus*, *Micromelania*, *Melanopsis*, *Gyraulus*, *Dreissenia*, *Pisidium*. Studiul comparativ al acestei faune l-a determinat pe autor să infirme existența orizontului inferior cu *Limnocardium fuchsi* de la Căpeni. Fauna pledează pentru existența Dacianului, iar marnele cu *Limnocardium* reprezintă numai un facies local.



Z. TÖRÖK, ocupîndu-se de fauna de la Ungra și Fîntîna, a constatat, spre deosebire de ceilalți autori, prezența unui număr mare de genuri și specii în condiții bune de fosilizare. A determinat următoarele forme care nu figurează pe listele anterioare:

Melanopsis petrochila BRUS.

Pyrgula transitans NEUM.

Pyrgula pagoda maior JEK.

Pyrgula transilvanica BRUS. var. *minor* nov. form.

Valvata eugeniae sibinensis NEUM.

Viviparus solderi PARTSCH

Viviparus altus NEUM.

Viviparus sp.

Radix cf. *obtusissima* DESH.

Dreissensia polymorpha PALL.

Pisidium amnicum MÜLL.

Din punct de vedere litologic, Dacianul este reprezentat prin nisipuri, pietrișuri, argile nisipoase, argile cenușii-negricioase, argile roșii-cărmizii coapte natural, diatomite, iviri cărbunoase și material vulcanic.

Originea argilelor roșii a dat naștere la diferite presupuneri. HAUER le-a menționat prima dată, semnalînd asemănarea cu argilele coapte. LÖRENTHEY le-a considerat ca rezultînd din contactul cu produsele vulcanice fierbinți.

Colorația roșie a pus-o pe seama oxizilor de fer, fapt acceptat și de KOCH. C. ROTH (104) a observat că produsele vulcanice nu transformă argilele în cărămidă naturală în cazul depozitelor miocene și deci argilele coapte natural în Dacianul de la Ungra nu se datoresc contactului cu aceste produse. VITÁLIS a susținut că argila nu a fost arsă ci numai colorată de oxizii de fer din materialul bazaltic suprapus. Z. TÖRÖK (120) a ajuns la concluzia că argila roșie de la Ungra se datorește autoinflamării strătulețelor de cărbuni, fapt întîlnit frecvent în formațiunile lignitifere.

Diatomitele de culoare albă, albă-cenușie, feruginoase în părțile expuse, se găsesc ca intercalații puternice în Dacianul din Depresiunea Baraolt. În regiunea noastră, diatomitele nu au fost identificate. De asemenea aci lipsesc intercalațiile lignitifere, cunoscute în estul Munților Perșani.

Produsele vulcanice de natură bazaltică sînt strîns legate de depozitele daciene. Ele sînt reprezentate prin lave scoriacee, lave columelare, lave foliacee sau cocolitice, aglomerate, brecii, nisipuri, cenușe bazaltice și bombe fuziforme (Bărgu Hoghizului, Pleșițele). Lavele sînt intercalate în materialul piroclastic, care cuprinde numeroase resturi organice de vîrstă daciană.

Analiza microscopică a acestui material a arătat la Hoghiz prezența Ostracodelor, a oaselor de Teleosteeni și concrețiuni de pirită, iar la Fîntîna: Globigerine, oase și dinți de Pești, fructe de *Chara* și concrețiuni de pirită. Această



poziție geometrică pledează pentru vîrsta daciană a bazaltelor. Proveniența acestor roce vulcanice a fost însă în general pusă pe seama unor centri de erupție (KOCH, WACHNER, LAȚIU, BÁNYAI, TÖRÖK), aflați în regiune. Z. TÖRÖK a menționat prezența a șapte centri eruptivi și anume: Rupea, Racoșul de Jos, Mateiaș, Bogata, Fîntîna, Valea Lupșei și Comana de Sus. D. PREDĂ a combătut ideea unor centri de erupție în regiune și a susținut că bazaltele provin din Hărghita. Autorul nu a rezolvat problema, ci numai a deplasat-o. Identificarea unor centri bazaltici în Hărghita și existența unor petece de lave care s-ar fi urmărit de acolo pînă în regiunea Racoș—Rupea—Comana ar fi servit la soluționarea problemei centrilor bazaltici. Observațiile de teren arată legătura strînsă dintre depozitele daciene și produsele vulcanilor bazaltici. De asemenea ele pledează pentru existența locală a centrilor vulcanici. Formele de relief conic de la Racoșul de Jos și Hoghiz au fost considerate drept conuri vulcanice numai pe aspectul geomorfologic și fără a cunoaște structura lor geologică. Ele nu reprezintă conuri vulcanice ci sînt rezultatul eroziunii exercitate asupra unui material mai rezistent, înconjurat de formațiuni de consistență redusă.

Tipul de zăcămint al vulcanilor bazaltici este lacustru, prevăzut cu crater larg, conul jos și cu suprafața întinsă. Erupțiile s-au manifestat pe fundul lacului dacian sau pe uscatul din apropiere. În cazul erupțiilor lacustre coșul vulcanic se caracterizează printr-o pătură groasă de lave, în care coloanele poligonale au o dezvoltare mare și apar în relief (Piatra Cioplită, Bărgu Hoghizului, Racoșul de Jos). Erupțiile legate de uscat se cunosc la Rupea (D. Cetății). Modul de zăcămint al bazaltelor de aci diferă prin lipsa depozitelor daciene și a produselor vulcanice pe suprafețe întinse, precum și prin apariția coșului vulcanic.

Apariția centrilor vulcanici este legată de discontinuitățile tectonice. În regiunea Racoș—Hoghiz—Comana sînt orientate aproximativ nord-sud și se dezvoltă în lungul dislocației dintre Mesozoicul catenei Perșanilor și Neogenul Bazinului Transilvaniei. Numai centrul vulcanic de la Rupea apare izolat și într-un punct mai interior. Manifestarea sa se datorește unei dislocații importante est-vest și dovedită printr-o serie de date de observație.

Prezența faciesului eruptiv-sedimentar, localizat în partea de nord-est a regiunii cercetate, caracterizează Dacianul. Acest facies este legat de depozitele neogene din Bazinul Transilvaniei, de Bazinele intramuntoase și în parte de Neogenul din Subcarpați. Acvitanianul din Bazinul Zlatna cuprinde patru nivele de tufuri și lave riolitice, localizate în partea inferioară a complexului roșu. Proveniența lor este pusă pe seama centrilor vulcanici riolitici de la Brad și Roșia Montană.

Prezența lor demonstrează întinderea suprafeței acoperită de produsele vulcanilor riolitici și cele patru faze eruptive repetate la intervale egale de timp. Între nivelul prim și cel de al doilea se intercalează aglomerate andezitice bazice, ce dovedesc o manifestare sincronă a erupțiilor acide riolitice.



Tortonianul cuprinde cîteva nivele cu material cineritic rezultat din manifestarea vulcanilor dacitici și daco-andezitici întîlniți frecvent în regiunile neoeruptive din Apuseni, Maramureș și Călimani—Hărghita. Tufurile dacitice invadează depozitele tortoniene și anume Tuful de Dej (Racoș) se situează în baza lor, iar Tuful de Ghiriș le separă de Sarmațian. De asemenea ele se întîlnesc sub forma de nivele-reper în interiorul complexului tortonian. Tuful inferior invadează faciesul lagunar salin la partea superioară. Ii urmează Tuful intermediar și Tuful de Hădăreni. Sarmațianul este cuprins între Tuful de Ghiriș și Tuful de Bazna și conține două nivele care nu au însă valoarea nivelelor-reper. Ponțianul se distinge de Sarmațian prin apariția tufurilor dacitice în partea centrală și prin dezvoltarea faciesului eruptiv-sedimentar în apropierea catenei vulcanice Călimani—Hărghita.

Odată cu sfîrșitul Dacianului, lacul pliocen din regiunea cercetată este complet colmatat. Levantinul nu a fost identificat pînă acum; în Bazinul Transilvaniei nu există nici un complex sedimentar care să-i corespundă. În acest timp întreg cuprinsul Bazinului Transilvaniei și-a terminat sedimentația subsidentă și a intrat în faza continentală.

4. PLEISTOCEN

După retragerea lacului ponțian-dacian, Bazinul Transilvaniei intră sub acțiunea eoliană și a rețelei hidrografice. Diferența mare de altitudine între munții învecinați și bazin a contribuit la dezvoltarea torenților și a conurilor de dejecție mari.

La marginea Cîbinului și a Făgărașului se instalează conuri de dejecție importante (Gura Rîului, Porumbac). Ele se prezintă cu aspectul colinelor piemontane, caracterizate prin forme conice cu baza largă dispusă în aval și avînd o pantă accentuată. Conurile de dejecție cuprind material fluviatil format din pietrișuri și nisipuri precum și materialul psefitic alcătuit din șisturi cristaline slab rulate. Materialul morenic ia parte importantă la alcătuirea acestor conuri de dejecție. Acțiunea apelor curgătoare a înscris pe ele terase în evantai, care apar în evidență la baza conurilor torențiale.

În interiorul Bazinului Transilvaniei suprafața terenului și mai ales baza pantelor este acoperită de depozite pleistocene reprezentate prin pietrișuri și argilă gălbuie loessoidă. Pietrișurile sînt de origine fluviatilă și reprezintă materialul aluvionar transportat de rețeaua hidrografică din regiunea muntoasă. S-au depus în epocile glaciare antrenate de debitul puternic al rîurilor. Sînt însoțite de nisipuri, prezintă structura torențială și cuprind o bogată faună de Mamifere. Speciile *Elephas primigenius* BLUMB. și *Rhinoceros antiquitatis* BLUMB. dovedesc vîrsta lor pleistocenă. Peste aceste depozite fluviile se dispune argila gălbuie bogată în oxizi de fer, care reprezintă la origine un praf eolian selecționat din aluviunile fine glaciare; formează o pătură discontinuă mai



groasă la baza pantelor și subțiată pînă la dispariție pe culmile deluroase. Se dezvoltă puternic în regiunea Cașolț—Daia—Hosman pe versanții sudici ai dealurilor.

Resturile de Mamifere sînt cunoscute la Gușterița, Săliște, Hosman, Ilimbav, Săcădate și Ruși. La Gușterița se află punctul fosilifer cel mai important, datorit carierelor pentru prepararea cărămizilor. ACKNER (1) citează:

Hipparion gracile KAUP.
Bos urus priscus CUV.
Bos moschatus LIN.
Cervus elaphus fossilis GOLDF.
Cervus giganteus GOLDF.
Cervus guettardi KAUP.
Cervus (Dama) priscus CUV.
Cervus capreolus LIN.
Equus primigenius MEY.
Rhinoceros tichorhinus CUV.
Elephas priscus GOLDF.

Colecțiile Muzeului de Științe Naturale de la Sibiu conțin cranii fără maxilare de *Felis leo (spelaea)* GOLDF., *Hyaena crocuta* var. *spelaea* GOLDF. și o defensă de *Elephas primigenius* BLUMB., colectate din carierele de argilă de la Gușterița.

Resturi de *Elephas primigenius* BLUMB. sînt cunoscute la Săliște, Șesuri, Hosman, Săcădate, Merghindeal și Racoșul de Jos.

Rhinoceros tichorhinus FISCH. a fost identificat la Hosman, Ilimbav și Racoșul de Jos, iar *Bos primigenius* BOJ. la Daia și lîngă Rupea.

A. KOCH a menționat existența următoarei faune diluviale în regiunea cuprinsă între Olt și Tîrnava Mare:

Ursus spaeleus ROSENB.
Felis pardus spelaeus GOLDF.
Elephas primigenius BLUMB.
Rhinoceros tichorhinus FISCH.
Equus fossilis MEY
Cervus (Megaceros) giganteus BLUMB.
Cervus (Dama) vulgaris L.
Cervus elaphus fossilis GOLDF.
Cervus capreolus fossilis GOLDF.
Bos (Bison) priscus BOJ.
Bos primigenius BOJ.

Mamiferele cunoscute în partea meridională a Transilvaniei aparțin Cuaternarului, iar speciile: *Megaceros euryceras* BLUMB., *Rhinoceros tichorhinus* CUV.



și *Elephas primigenius* BLUMB. sînt caracteristice Pleistocenului. L. ROTH și Z. TÖRÖK au descris ca faună tipică pleistocenă următoarele Gasteropode colectate din argilele feruginoase și nisipurile inferioare: *Helix (arbustum, hispida, pulchella)*, *Succinea (oblonga, putris)*, *Pupa muscorum*, *Cionella lubrica* și *Claussilia pumila*. Astfel de forme pleistocene se întîlnesc și în regiunea noastră la Mohu, Cunța și Sibîșeni.

Depozitele de terasă aparțin Oltului și Secașului. Oltul prezintă terase monolaterale legate de malul stîng; malul drept este lipsit de terase, fiind supus eroziunii.

Aceste terase s-au format în cea mai mare parte prin săparea în baza conurilor de dejecție de către văile care colectau apele de pe clina nordică a Făgărașului și clina vestică a Munților Perșani. V. Secașului și V. Sebeșului prezintă asemenea terase săpate în colinele piemontane de la contactul Cristalinului cu Bazinul Transilvaniei.

În vecinătatea Sibiului, Cîbinul descrie un semicerc pe la nordul orașului, schimbîndu-și cursul. În mod normal ar fi trebuit să-și taie valea în colinele piemontane și să urmeze marginea muntoasă pe direcția Cîsnădia—Tălmaci. Devierea se datorește unei aluvionări puternice în dreptul Sibiului, care a înlesnit și fenomenul de captură de la nord-vest Sibiu.

Toate aceste fenomene pledează pentru o ridicare locală a fundamentului la o dată recentă. Această manifestare postumă va fi prezentată în cadrul deformărilor tectonice.

5. CONSIDERAȚII TECTONICE ASUPRA NEOGENULUI ȘI PLEISTOCENULUI

Bazinul Transilvaniei a funcționat cel puțin din Cretacicul superior ca o zonă de înecare care s-a desenat apoi tot mai accentuat în timpul Paleogenului și Neogenului.

Fundamentul său s-a manifestat ca o cută largă sinclinală cu o deplasare descendentă continuă. Căderile lente și continue ale Cristalinului spre nord, prezența suprafeței de abraziune tortoniană (Pe Deal), mărturiile de șisturi cristaline în mijlocul depozitelor neogene (Gîrbova, Cărpiniș, Poplaca) sînt dovezi ale extinderii fundamentului cristalin pe sub depozitele terțiare ale Bazinului Transilvaniei.

Zona de înecare se caracterizează printr-o sedimentație subsidentă care a înregistrat o serie de variațiuni în timp și spațiu. În regiunea cercetată s-a înregistrat izolat transgresiunea lutețiană fără intervenția regimului lacustru-lagunar.

Mările miocene au ocupat succesiv bazinul de subsidență, debordînd mai mult sau mai puțin larg în timpul transgresiunilor. În Tortonian a fost înecată



puternic partea de sud a bazinului, apele marine au luat contact direct cu marginea Cristalinului.

Bazinul Transilvaniei nu s-a păstrat rigid în contururile lui ci a arătat o continuă deformare. În partea de nord se constată o ridicare treptată, compensată printr-o coborîre sudică. Fenomenul a devenit sensibil în timpul transgresiunii tortoniene.

Deformarea bazinului, petrecută înaintea Tortonianului, a produs extinderea transgresiunii peste platforma prefrontală a Făgăraşului. În timpul Pontianului, deformarea se complică printr-o deviere către sud-vest care a permis apelor lacustre să atingă marginea Cristalinului între Apold şi Poplaca. Materialul detritic grosolan furnizat de catenele vecine au format umplutura bazinului la sfîrşitul subsidenţei.

La prima analiză, Bazinul terţiar al Transilvaniei apare simetric faţă de un ax nord-sud. Cercetarea indeaproape ne conduce la situaţia geologică asimetrică ce reiese din răspîndirea formaţiunilor şi din caracterele tectonice ale catenelor vecine.

Cadrul regiunii cercetate îl formează la nord depozitele centrale neogene, la vest depozitele cele mai tinere ale Munţilor Metaliferi, la sud masa cristalină a Carpaţilor Meridionali, iar la est depozitele mesozoice mai vechi ale Perşanilor. Catenele muntoase vecine nu respectă nici o dispoziţie de simetrie.

Depozitele cretacic-paleogene, ca şi cele neogene, apar de asemenea asimetric. Tortonianul formează o bandă periferică la contactul cu cadrul muntos, cu grosimi variabile; la sud-vest este întreruptă, pe cînd la est atinge maximum de dezvoltare. Pliocenul se află localizat în jumătatea vestică a regiunii studiate.

Elementele structurale prezintă de asemenea o dispoziţie asimetrică faţă de axul bazinului şi marginea muntoasă.

Structura geologică a Bazinului Transilvaniei, relativ simplă prin dezvoltarea unor cute normale asociate cu domuri şi cuvete, a început să intereseze pe geologi odată cu interesul practic legat de această unitate geologică.

În anul 1908, BÖHM a demonstrat legătura dintre prezenţa gazelor naturale şi structura domală de la Sărmăşel.

LÓCZY SEN., urmărind identificarea zăcămintelor de săruri potasice, a fixat regiunea Sărmăşel ca teren de exploatare.

Sondele săpate au descoperit primul zăcămint de gaze naturale, care a pus problema cercetării structurii geologice a Bazinului Transilvaniei.

H. БӨКН (13, 14), împreună cu echipa sa, a cercetat stratigrafia şi tectonica întregului bazin în anii 1910—12. Rezultatele acestor cercetări au fost consemnate în cîteva lucrări de detaliu, o lucrare de sinteză şi o hartă tectonică cu cîteva date stratigrafice. Partea sudică a bazinului a fost cercetată în cadrul acestei echipe de către HALAVÁTS, PAPP SIMION şi VITÁLIS.



Harta tectonică a Bazinului Transilvaniei, întocmită de echipa H. БОСКН, cuprinde o serie de cute dispuse în general nord-sud, care străbat întreaga unitate geologică, așa fel că domurile se află în continuarea axelor anticlinale. În partea de sud, constatăm lipsa accidentelor tectonice din bazinul văii Secaşului; deşi regiunea a fost parcursă, datele de observaţie nu au putut fi interpretate.

Între Hărtibaciu şi Olt se observă un ax anticlinal cu o formă curioasă datorită unei asociaţii de accidente de valori diferite, iar la sud de Olt nu sînt figurate extremităţile cutelor majore care au fost întrerupte pe malul drept al acestei văi.

HALAVÁTS (34—39) a cercetat regiunea Sebeş—Sibiu—Făgăraş între anii 1908—1915 în ordinea următoare: regiunea Ocna Sibiului (1908), regiunea Buia—Vurpăr—Caşolţ—Guşteriţa (1911), regiunea Nocrih—Hosman—Săcădate (1913), regiunea Agnita (1914) şi regiunea Cincul Mare (1915).

Acest autor a figurat cuta Ocna Sibiului ca un anticlinal larg, cu masivul de sare în ax, iar anticlinalul Şesuri încadrat de falii pe ambele flancuri. În regiunea Tâlmaci—Moşu a deosebit în seria monoclinală a Miocenului două anticlinale importante, care după noi reprezintă anticlinale speciale dezvoltate prin intervenţia eroziunii apelor curgătoare. Pe malul drept al Oltului, HALAVÁTS a reprezentat într-un profil geologic un anticlinal cu axul la est de Bradu, altul la est Săcădate, cu axul în Dealul Chirnogului, şi al treilea în V. Colunelului.

Privitor la aceste elemente structurale avem de făcut următoarele observaţii: Anticlinalul Bradu este un anticlinal de vale şi are o valoare structurală redusă ca şi cel din V. Colunelului. Anticlinalul Săcădate a fost deplasat spre est, iar Anticlinalul Gîlboaca nu a fost figurat pe profilul geologic.

PHLEPS (92) a descris Anticlinalul Cenade—Veseud şi a reprezentat la Soroştin un anticlinal deversat, prevăzut cu un masiv de sare în ax. L. ROTH (1908) a făcut aceeaşi constatare la Soroştin, observînd încălecare depozitelor miocene peste Pontian.

În partea de răsărit, tectonica a format obiectul cercetărilor lui VITÁLIS, C. ROTH, PÁVAY-VAJNA şi WACHNER. Dislocaţiile de la contactul Bazinului Transilvaniei cu Munţii Perşani au fost menţionate de HERBICH şi WACHNER. C. ROTH şi VITÁLIS s-au ocupat în special cu anticlinalul de la Grînari. P. VAJNA a explicat cutele-falii printr-o acţiune de supraîmpingere cu direcţia sud-est. GAÁL (1913) şi CHALNOKY (1922), bazaţi pe caracterul monoton şi calm al Paleogenului din nordul Transilvaniei, au considerat tectonica bazinului dirijată de mişcările masivelor de sare. După anul 1920, studiul tectonic al Bazinului Transilvaniei a intrat în atribuţiile geologilor romîni. MRAZEC şi JEKELIUS (70) au deosebit următoarele zone structurale:

Zona neogenă periferică necutată, orizontală sau uşor înclinată către interiorul bazinului, zona neogenă a cutelor diapire şi zona centrală a domurilor.



Zona neogenă, dispusă discordant pe marginea catenelor care încadrează Bazinul Transilvaniei și considerată de autori ca reprezentînd o structură monoclinală, a fost influențată de cutări. Pe marginea Munților Apuseni, Neogenul a pătruns în părțile depresive și se prezintă cutat. În regiunea Alba Iulia—Miercurea Sibiului—Sebeș, depozitele neogene au fost de asemenea solicitate de mișcările tectonice.

Neogenul de pe marginea nordică a Făgărașului este de asemenea cutat ca și cel din Perșani, unde a pătruns în interiorul catenei și s-a conservat sub forma de sinclinale.

Zona cutelor diapire este reprezentată sub forma unui pentagon cu laturile inegale; latura sudică lipsește. Cutele sînt considerate ca prezentînd patru schimbări de direcție importante.

Cercetările noastre au arătat că direcția cutelor se păstrează pentru întregul sistem, menținîndu-se aproximativ nord-sud, și manifestă tendința de continuitate cu domurile centrale. În V. Oltului, «zona cutelor diapire» a fost întreruptă, tocmai în regiunea unde anticlinalele sînt secționate vizibil.

MRAZEC (76) a arătat de asemenea poziția Bazinului Transilvaniei în cadrul bazinelor intramuntoase. A. ERNI a admis aceeași conturare incompletă a zonelor cutelor diapire din care lipsește regiunea Avrig—Arpaș—Făgăraș și regiunea Merești—Rupea—Hălmeag. A considerat anticlinalele drept corespondentul unor dislocații profunde, contrar celor cunoscute astăzi relativ la fundamentul paleogen necutat și la aplatizarea depozitelor neogene. A deosebit două faze de cutare, considerate pe baza lacunelor stratigrafice. Prima fază ar fi avut loc în timpul Meoțianului și a dat naștere cutelor diapire încleștate între două sisteme de fracturi orientate NW—SE. A doua fază de cutare post-pliocenă a afectat partea meridională a bazinului și a provocat formarea domurilor și recutarea zonei cutelor diapire.

A. VANCEA (121) a cercetat cutele mai interne de la Ocnișoara—Blaj—Agnita. Atingînd regiunea Noul Român—Ilimbay, nu a trasat anticlinalele respective. Anticlinalul Ghijașa a fost incurbat puternic, cu tendința de a se continua la Noul Român. Anticlinalul Șomartin a fost trasat numai pe teritoriul localității al cărui nume îl poartă. În regiunea Roșia—Slimnic—Șesuri—Cenade a identificat sinclinalul Broșteni—Hășag—Slimnic și anticlinalul Cenade—Soroștin—Șesuri.

Acest autor a menționat de asemenea vulcanii norioși de la Ruși, Hășag (V. Vișa), Cenade, Soroștin, precum și izvoarele sărate de la Soroștin, Cenade, Lupu.

G. CERNEA (15) a cercetat aceeași regiune între anii 1948—1951, punînd în evidență alte elemente structurale cu caracteristicile lor. În 1948—1949 a studiat regiunea Ocnișoara—Blaj—Șeica Mare, menționînd anticlinalul Tiurului anticlinalul Ocnișoara—Blaj, anticlinalul Cenade—Soroștin, anticlinalul V. Spatacului—V. Țapului și anticlinalul V. Girdanului—V. Ungureiului. În

anul 1950 a cercetat regiunea Ghijaşa—Agnita, iar în 1951 regiunea Făgăraş. Rezultatele acestor cercetări au rămas nepublicate prin pierderea sa prematură.

Partea de est şi nord a regiunii a format obiectul unei monografii datorită lui Z. TÖRÖK (120). Harta geologică ce însoţeşte această lucrare nu cuprinde axul anticlinalelor, însă profilele anexate privesc anticlinalele Caţa, Archita, Vulcan—Saschiz, Soroştin şi Grînari.

Tectonica bazinelor terţiare este pusă de obicei pe seama manifestărilor postume ale cutelor vechi. Din analiza raporturilor Şisturilor cristaline cu depozitele eocene reiese o concordanţă relativă, ambele formaţiuni prezentînd acelaşi sens de înclinare şi unghiul de cădere apropiat. Faptul demonstrează poziţia aproximativ orizontală a fundamentului cristalin în timpul Eocenului şi ridicarea lui pe verticală cu 45° fără alte complicaţii tectonice. Depozitele tortoniene se aşează discordant pe Cristalinul Făgăraşului cu 20° — 25° , păstrînd acelaşi sens nordic al înclinării. Mărturiile de Cristalin din mijlocul Neogenului nu arată deformări tectonice importante.

Dispoziţia elementelor tectonice neogene arată de asemenea că umplutura Bazinului Transilvaniei nu reflectă accidentele hercinice ale fundamentului.

Cutele depozitelor neogene au o dispoziţie perpendiculară pe direcţia şisturilor cristaline, iar în apropierea fundamentului au tendinţa de aplatizare. În cazul unei influenţe postume ar fi trebuit să constatăm mărirea amplitudinii precum şi intervenţia unor dislocaţii profunde. Influenţa postumă nu este provocată nici de fundamentul mesozoic; bazinele neogene intramuntoase prezintă o dispoziţie a cutelor independentă de aceea a depozitelor mesozoice din vecinătate.

Contrastul dintre structura centrală şi cea periferică reprezintă caracterul principal al Bazinului Transilvaniei. Autorii au căzut de acord asupra structurii domale din interior. Domurile manifestă legătura de continuitate cu anticlinalele din nord şi din sud. Sinclinalele largi le separă de cutele dezvoltate pe marginea de est şi vest a bazinului. Cuvetele şi domurile apar cu legături confuze între ele şi faţă de cutele înconjurătoare. Sînt rezultatul unei cutări atenuate ce a influenţat depozitele neogene din partea centrală a bazinului, unde sedimentaţia a atins maximum de subsidenţă. La periferie zona neogenă necutată nu poate fi demonstrată pentru partea meridională a Bazinului Transilvaniei. Prezintă legături cu depozitele instalate în golfurile adiacente: Ampoia şi Veneţia—Comana.

Depozitele neogene de pe marginea muntoasă nu prezintă o structură monoclinală ci sînt prinse în cute, ceva mai mult chiar, cele situate pe fundamentul cristalino-mesozoic apar ca sinclinale cu dispoziţie independentă.

Cutele Bazinului Transilvaniei de sud sînt localizate ca o bandă continuă la periferia lui. Prezintă caractere deosebite şi se pot grupa în următoarele regiuni: regiunea Alba Iulia—Sebeş—Ocna Sibiului, regiunea Sibiu, regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr şi regiunea Mereşti—Rupea—Hălmeag.



Regiunea Alba Iulia—Sebeș—Ocna Sibiului. La alcătuirea acestei regiuni ia parte un fascicol de cute majore orientat NW—SE și virgația Sebeș—Miercurea. Fascicolul de cute majore se dezvoltă între localitățile Ohaba—Lupu—Ocna Sibiului—Șesuri și este format din elementele structurale descrise mai jos.

Anticlinalul Ohaba—Ungurei—Prisaca—Ocna Sibiului este cel mai sudic și manifestă o adaptare la marginea muntoasă a Munților Sebeșului. În partea nordică se orientează paralel cu marginea de răsărit a Munților Metaliferi, iar la extremitatea sudică dispare sub depozitele cuaternare din Bazinul Cibinului. Depozitele ponțiene iau parte la alcătuirea lui; căderile contrare observate la Ohaba, Ungurei, Prisaca și Ocna Sibiului demonstrează existența anticlinalului. Extremitatea nordică, adică racordarea cu elementele structurale de pe marginea Munților Apuseni, nu se poate preciza din lipsa deschiderilor naturale. În partea lui sudică prezintă o ridicare axială puternică, trădată prin apariția Sarmațianului, Tortonianului și masivului de sare cunoscut prin exploatările vechi.

Tortonianul este format din nisipuri, argile și marne cenușii-negricioase, cenușii-vineții, cu patină feruginoasă și eflorescențe saline. Masivul de sare, deși a format obiectul unor exploatări, nu este cunoscut în volumul său geometric și relațiile cu sedimentele învecinate. Lucrări de exploatare metodice, în vederea stabilirii formei reale, nu au fost executate pînă acum. Masivul de sare apare la zi, prezentînd urme de solvire datorite apelor de șiroire. Ocnele vechi, prin prăbușire, au format lacuri sărate. Alte două lacuri naturale sînt instalate în locurile fără scurgere. Conturul de suprafață al masivului de sare este oval, cu o prelungire spre NE. Apariția la zi și forma ovoidă concordă cu a masivului de sare de la Ocna Mureșului.

Poziția masivelor de sare din axul anticlinalelor arată deformarea produsă sub influența tectonice regionale. La Ocna Dejului, masivul de sare prezintă o formă lenticulară, apropiată de forma inițială din timpul litogenezei. Masivul Ocna Mureșului arată un stadiu tectonic avansat, lentila de sare inițială s-a transformat într-o coloană cilindroidă, cu răsfrîngeri bilaterale la partea superioară. Deformările tectonice suferite de masivele de sare sînt cunoscute sub denumirea de cute diapire (L. MRAZEC) și au fost bine studiate în regiunea subcarpatică. În Bazinul Transilvaniei diapirismul se află într-o stare atenuată; masivele de sare nu au suferit o deplasare ascensională prin întreg complexul neogen, ci s-a transformat din lentila originală în coloana verticală care s-a menținut în cuprinsul depozitelor tortoniene.

Acest diapirism atenuat l-am numit diapirism de ordinul II, spre deosebire de diapirismul violent din Subcarpați, care este de ordinul I.

Apariția masivului de sare dela Ocna Sibiului se datorește unei supra-ridicări axiale la extremitatea anticlinalului; geomorfologic se prezintă ca o dolină importantă înconjurată de Pontian.



Anticlinalul Tău—Roșia de Secaș—Hașag se dezvoltă la nord și paralel cu Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului și este format din depozite pontiene. Prezența lui este trădată de vulcanii noroiși de la Roșia de Secaș și Hașag. Flancul nordic se observă bine în deschiderile de la Colibi și Broșteni. La extremitatea sudică se constată o incurbație puternică, însoțită de o schimbare bruscă de direcție. Fenomenul are loc pe teritoriul localității Slimnic și dispare apoi la nord de Sibiu.

Anticlinalul Ocna Sibiului prezintă același fenomen de incurbație și dispariție la extremitatea sudică.

Anticlinalul Cergău—Cenade—Soroștin—Șesuri este separat de cel precedent prin sinclinalul larg de la Măgura—Pădurea Cergăului—Lacuri. Flancurile acestui anticlinal se observă în deschiderile de pe teritoriul localităților Cergău, Cenade și Soroștin. În ax se dezvoltă Sarmațianul și o bandă îngustă de Tortonian, acesta din urmă asociat cu izvoare sărate și vulcani noroiși.

În dreptul localității Șesuri, anticlinalul suferă în primul rând o deviere de la direcția generală a întregului fascicol, orientându-se nord-sud. Prezintă deci același fenomen ca și celelalte două anticlinale descrise mai sus. În al doilea rând, pe teritoriul localității Șesuri se constată o ramificare a cutei principale. O primă ramură se dirijează către Slimnic, fiind alcătuită din depozite pontiene, iar a doua, cea nordică, urmează direcția NW—SE. Ramificația nordică are în ax Sarmațianul cu tufurile sale dacitice, mulțumită cărora s-a putut identifica axul anticlinalului. Poziția stratelor arată o ușoară încălecăre către sud-vest, fenomen ce se constată și la Veseud, pe malul stîng al Văii Vișa.

Anticlinalul Lupu—Cenade reprezintă cuta ca mai nordică a fascicolului de cute majore. În alcătuirea sa intră și depozitele sarmațiene, care se manifestă în partea axială. Prezintă caracterul unei cute înclinate spre vest; faptul demonstrează sensul forțelor de cutare. Acest caracter tectonic special se generalizează pentru întreaga cută Blaj—Ocnișoara și apoi în continuare la Ciugud—Măhăceni. Sensul de înclinare al cutei este sud-est. Fenomenul se observă și în nord-estul Bazinului, unde R. CIOCÎRDEL (17) a menționat o încălecăre ușoară Jad—Blăjenii de Jos. Aceste manifestări tectonice vin în sprijinul ideii că fenomenul de cutare a Neogenului din Bazinul Transilvaniei se datorește unor presiuni venite din nord-est și provocate de ridicarea unilaterială a Carpaților orientali în faza valahică.

Fascicolul de cute majore Alba Iulia—Blaj—Ocna Sibiului este constituit din elemente structurale dezvoltate pe distanțe de mai multe zeci de kilometri dintre care unele își găsesc corespondentul pe marginea vestică a bazinului. Aceste cute prezintă o scoborîre treptată de la vest către est, cu excepția celei din apropierea regiunii centrale, care manifestă o supraridicăre axială, însoțită totodată de o deversare importantă. La extremitățile sudice ele prezintă o arcuire către sud și ramificațiuni. Acest fascicol este însoțit de un sistem de cute



în virgație care ocupă spațiul dintre V. Mureșului, Munții Cibinului și Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului.

Cutele în virgație cuprind anticlinale formate din Acvitanian—Tortonian, anticlinale cu manifestații saline, anticlinale ponțiene și anticlinale de văi.

Anticlinalele din prima categorie, localizate în partea de sud-vest a Bazinului Transilvaniei, sînt descrise mai jos.

Anticlinalul Sibișel—N Sebeș—Hăpria—Totoi prezintă în axul său depozite acvitaniene bine dezvoltate. Flancurile au o dispoziție asimetrică din punct de vedere stratigrafic, flancul estic fiind alcătuit din Sarmațian-Ponțian, iar cel vestic marcat de depozite tortoniene în dreptul localității Lancrîm. Terminația periclinală se află la Totoi; în Valea Secașului apare secționat (Rîpa Roșie), iar la sudul acestei văi reapare la Sibișeni. Acest anticlinal este însoțit între localitățile Totoi—Ighiu de către Anticlinalul Bărăbanț, format din Acvitanian și avînd în ax Eocenul fosilifer de la Bărăbanț, precum și de Anticlinalul E Șard. Acest din urmă anticlinal este format din Eocen, depozitele acvitaniene fiind erodate. Ele formează umplutura unui sinclinal al cărui flanc vestic se reazemă pe Paleogenul Munților Metaliferi.

În dreptul Sebeșului aceste două anticlinale nu mai pot fi identificate, ele cîzînd sub depozitele aluvionare ale Mureșului. Se pare că aci a intervenit o scufundare axială. Acvitanianul formează de asemenea un sinclinal prin care Anticlinalul Sebeș se leagă de marginea estică a Munților Apuseni. Anticlinalul Pianul de Jos prezintă depozite acvitaniene în ax și depozite tortoniene pe ambele flancuri. Este separat de Anticlinalul Totoi—Sebeș printr-un sinclinal de marne tortoniene. Din cauza dezvoltării depozitelor cuaternare nu poate fi urmărit pe toată lungimea. Extremitatea nordică suferă o coborîre axială care face să nu-l mai întîlnim la nord de Valea Secașului.

Anticlinalul SE Sebeș este vizibil în malul drept al Secașului, în Văile Sebeșului, unde apare terminația sa periclinală de nord. Axul este alcătuit din depozitele roșii acvitaniene, iar partea perianticlinală este conturată de marnele albe-cenușii tortoniene. Afundarea are loc sub depozitele ponțiene. Colorația distinctă a rocilor face ca această terminație să fie observată cu ușurință.

Pe malul stîng al Secașului se întîlnește numai Acvitanianul în axul cutei. Flancul estic apare la sud-vest de autostradă și este marcat prin depozite tortoniene și ponțiene; flancul vestic nu se observă fiind îndepărtat de eroziune. Anticlinalul SE Sebeș ar putea fi considerat în continuarea Anticlinalului Pianul de Jos, însă intervenția Structurii Totoi—Sebeș ne împiedică să stabilim racordarea. Elementele structurale de la Sebeș prezintă următoarele caractere: Sînt orientate nord-sud, cu totul diferit față de fascicolul cutelor majore Alba Iulia—Ocna Sibiului. Păstrează un paralelism cu Munții Metaliferi și sînt alcătuite din depozite acvitaniene și tortoniene. Reprezintă elementele tectonice cele mai periferice și prezintă maximum-ul de ridicare axială din tot complexul tectonic regional.



Cuta majoră Totoi—Sebeș este asociată cu câteva cute secundare, care au o dezvoltare redusă, manifestată prin scufundări axiale accentuate. Anticlinalele cu manifestatii saline din Virgația Sebeș—Miercurea sînt: Anticlinalul V. Slatinei și Anticlinalul Spring—Drașov—Miercurea-Băi. Anticlinalul V. Slatinei apare prin căderile divergente ale stratelor ponțiene. Manifestatiile saline sînt reprezentate prin două izvoare sărate și printr-o fîntînă sărată (« murătoare »), situate pe șesul aluvionar. Prezența căderilor contrare pe versanții Văii Slatina împrumută caracterul unui anticlinal de vale. La constituirea lui iau parte depozitele ponțiene, numai în partea sudică intervine Sarmațianul.

Anticlinalul Spring—Drașov—Miercurea-Băi este format de asemenea din depozite neogene care indică înclinări contrare de o parte și alta a văii principale, în carierele înșirate în lungul localității Spring. Manifestatiile saline sînt cunoscute la Drașov și Miercurea, unde se întîlnesc sub forma de eflorescențe și izvoare sărate. În partea nordică, anticlinalul se poate urmări pe teritoriul localității Ungurei. Extremitatea sudică nu se observă din cauza depozitelor cuaternare și a lipsei de deschideri naturale.

Anticlinalele cu manifestatii saline împrumută caracterul accentuat al cutelor de văi. Sensurile contrare ale căderii stratelor se constată pe versanții opuși ai văilor principale. Axul lor urmărește cursul apelor pe distanțe mari.

Anticlinalul Doștat—Sîngătin—Miercurea se caracterizează prin dezvoltarea în mijlocul depozitelor ponțiene și prin lipsa manifestatiilor saline. Sensurile contrare ale căderilor de strate ce-i determină flancurile nu se întîlnesc pe versanții aceleiași văi; direcția axială nu ține seama de morfologia terenului și o intersectează independent.

Elementele structurale care constituie virgația normală Sebeș—Miercurea ocupă suprafața triunghiulară dintre Munții Apuseni, Munții Cibinului și fascicolul de cute majore Alba Iulia—Ocna Sibiului. Direcția lor variază de la nord—sud la nord-vest—sud-est. Înmănuncherea se face către Ungurei iar partea răsfirată se menține în Bazinul Secașului. Continuarea cutelor la sud de Secaș este greu de stabilit din cauza depozitelor pleistocene și a reliefului șters.

Dezvoltarea cutelor din cuprinsul virgației este restrînsă în comparație cu cele majore.

Regiunea Sibiu. Vecinătatea orașului Sibiu se caracterizează prin dezvoltarea depozitelor cuaternare și prin lipsa deformărilor tectonice vizibile la sud de Cibin. La nordul acestei văi se întîlnesc terminațiile sudice ale cutelor majore din fascicolul vestic. Anticlinalul Ocna Sibiului prezintă o incurbație puternică în dreptul masivului de sare, orientîndu-se nord—sud și apoi dispărînd sub depozitele recente. Anticlinalul Hașag—Slimnic își schimbă de asemenea direcția, îndreptîndu-se către Sibiu. Anticlinalul Cenade—Șesuri se caracterizează printr-o ramificare și prin incurbarea sudică. În partea de est a Sibiului



se deosebește o structură monoclinală datorită succesiunii Tortonian-Sarmațian-Ponțian și care se trădează geomorfologic. Această structură simplă este contrazisă de situația stratelor descoperite de Cibin și afluenții săi. În această regiune am identificat elementele structurale descrise mai jos.

Anticlinalul Hărtibaciu se dezvoltă în lungul văii cu acest nume, între localitățile Mohu—Cașolț. Este evidențiat prin căderile contrare ale stratelor constatate de o parte și de alta a Hărtibaciului. La alcătuirea lui ia parte importantă Sarmațianul, iar în regiunile descoperite mai adânc de eroziune intervine și Tortonianul. Axul anticlinalului coincide cu direcția văii, anume este orientat NE—SW. Această direcție se află în opoziție totală față de direcția generală a cutelor din regiunile învecinate. HALAVÁTS a figurat anticlinalul Hărtibaci în profilul geologic Mohu—Tâlmaci, dar pe harta tectonică a echipei întregi nu apare decât la Cașolț sub o interpretare curioasă. Am considerat acest accident tectonic ca un anticlinal de vale prin coincidența axului său cu valea, prin căderile contrare limitate la versanții Hărtibaciului și prin direcția neobișnuită față de cutoarele normale.

Anticlinalul Veștem—Bradu apare în mijlocul Sarmațianului, în pîrîul de la nord de autostrada Sibiu — Făgăraș. Dezvoltarea lui în lungul unei văi și avînd aceeași orientare ca și anticlinalul precedent ne determină să-l considerăm în grupa anticlinalelor de văi.

Anticlinalul Cibinului este descoperit de Cibin în cheile de la SE Tâlmaci. Conglomeratele de Tâlmaci au căderi monotone spre nord, care se reflectă în suprafețele structurale. Pe malul drept al Cibinului marno-argilele și nisipurile arată căderi sudice, schițînd astfel prezența unui anticlinal. Modul de apariție și direcția lui ne determină să-l considerăm în aceeași grupă a anticlinalelor de vale, legate de rețeaua hidrografică și independente față de cutoarele normale învecinate.

Anticlinalul Veștem se dezvoltă la vest de localitatea Veștem și este constituit din depozite tortoniene. Geografic este situat în lungul unei văi afluate a Cibinului opusă Hărtibaciului. Existența lui este bazată numai pe manifestațiile saline reprezentate printr-un izvor de debit constant și salinitate ridicată.

Regiunea Avrig—Ilimbav—Rucăr. Din punct de vedere tectonic ocupă partea mijlocie dezvoltată între fascicolul estic și fascicolul vestic descris mai sus. Acest fascicol median de cute majore este reprezentat pe harta tectonică întocmită de echipa Böckh (1912), fiind limitată la nord de Olt, cu excepția Anticlinalului Avrig. Pe schița tectonică a lui MRAZEC și JEKELIUS (1927) fascicolul mediu nu este figurat. Fascicolul median de cute majore este constituit din anticlinalurile enumerate mai jos.

Anticlinalul Cașolț—Săcădate—Avrig (fig. 16) reprezintă cutoarea cea mai vestică a fascicolului. Este constituit din depozite sarmațiene, iar la alcătuirea flancului

de răsărit participă și depozitele ponțiene. Axul se observă în deschiderile de pe teritoriul localităților Săcădate și Cașolt. Prin intervenția Ponțianului flancul de răsărit apare în evidență prin aspectul geomorfologic. La sud de Olt, poziția stratelor de la Blidăria și izvorul sărat de la Avrig demonstrează continuarea anticlinalului pînă în apropierea Cristalinului. Dezvoltarea Tortonianului în axul anticlinalului arată ridicarea axială a cutei la contactul cu Munții Făgărașului.

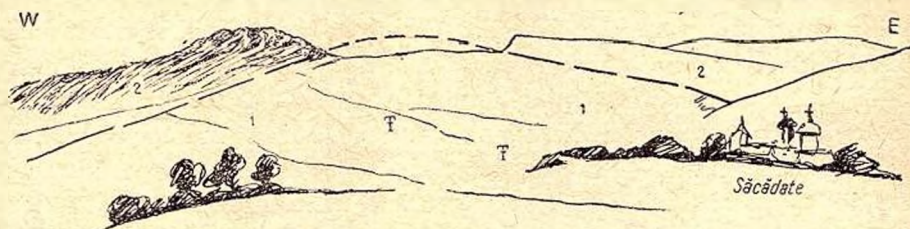


Fig. 16. — Anticlinalul Săcădate.
1, Sarmatian; 2, Ponțian; F, puncte fosilifere.

Segmentul sudic al anticlinalului Săcădate este figurat și pe harta BÖCKH însă racordarea cu accidente tectonice din nordul Oltului este defectuoasă. În loc ca el să se continue în sensul axului anticlinal, a fost racordat printr-o curbă strînsă cu Anticlinalul Bradului, care prezintă o valoare deosebită din punct de vedere structural față de cutele majore.

Axul Anticlinalului Săcădate a fost deplasat pe flancul de răsărit și apoi racordat printr-o curbă largă cu Anticlinalul Hărtibaciului.

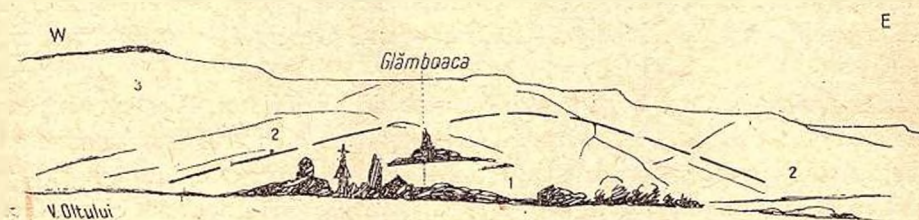


Fig. 17. — Anticlinalul Glîmboacă.
1, Tortonian; 2, Sarmatian; 3, Ponțian.

Anticlinalul Glîmboacă—Vurpăr (fig. 17) este orientat paralel față de anticlinalul precedent. La alcătuirea lui iau parte mai ales depozitele ponțiene. În apropierea Oltului axul este marcat de Sarmatian și Tortonian. Extremitatea sudică depășește șesul aluvionar al Oltului și se urmărește pînă la Sărata, unde capătă caracterul unei cute cu manifestări saline. La nord flancurile anticlinalului sînt formate din depozite ponțiene, care prezintă căderi contrare. Flancul vestic se constată la S de Vurpăr, W și S Țichindeal și N Hosman. Flancul estic se poate urmări pe drumul Vurpăr—Nocrih și pe dealurile de la E Țichindeal.

Racordarea Anticlinalului Vurpăr—Glîmboaca cu fascicolul de cute majore Alba Iulia—Blaj nu a fost stabilită de echipa БӖCKH. Faptul se datorește lipsei deschiderilor în regiunea de racordare precum și stratelor care prezintă tendința de aplatizare.

Ținînd seamă de direcția axială, considerăm Anticlinalul Vurpăr în continuarea ramificației nordice a Anticlinalului Șesuri. Pe harta БӖCKH prelun-

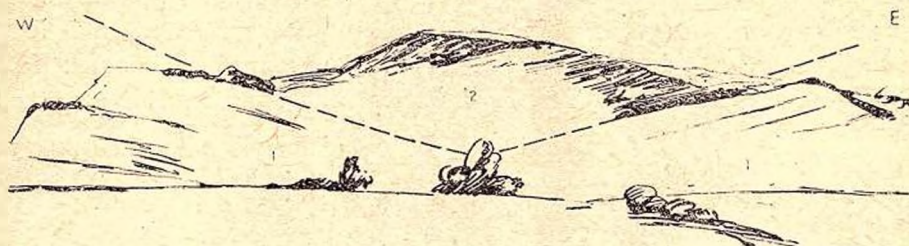


Fig. 18. — Sinclinalul Colun.

1, Sarmațian; 2, Pontian.

girea acestui din urmă anticlinal ocupă o poziție intermediară Anticlinalelor Vurpăr și Săcădate.

În malul drept al Oltului, Anticlinalul Vurpăr—Glîmboaca apare clar prin înclinarea contrară a stratelor și aspectul geomorfologic. Profilele Văii Glîmboaca și ale afluenților săi arată existența unor anticlinale de vale, care pot deruta pe cercetător, considerîndu-le ca anticlinale majore și neglijînd cuta principală. HALAVÁTS, din cauza acestor anticlinale de văi, nu a identificat Anticlinalul Glîmboaca, vizibil chiar de pe autostrada Sibiu—Făgăraș. În schimb, a considerat anticlinalul de vale de la Colun ca un anticlinal normal.

Anticlinalul Nocrîh—Noul Român—Arpaș este separat de precedentul prin Sinclinalul Fofeldea—Colun (fig. 18) și secționat de cursul Oltului. Flancurile se pot urmări bine prin înclinarea stratelor și prin aspectul geomorfologic. În dreptul localității Găinari axul anticlinalului se află pe malul stîng al Văii Găinarilor; la alcătuirea flancurilor participă depozitele pontiene din culmile învecinate.

La Ilimbav se constată prezența Pontianului larg boltit și totodată căderile contrare pe versanții văilor, care marchează accidente superficiale produse de eroziune. Extremitatea nordică nu se poate preciza din aceleași cauze ca și la Anticlinalul Vurpăr; pe harta БӖCKH a rămas întrerupt la Buia. În partea de sud, Anticlinalul Noul Român—Ilimbav (fig. 19) a fost identificat de noi la sud de Arpaș. În V. Arpașului se observă șarniera anticlinalului însoțită de o faliere slabă.

La alcătuirea lui iau parte, la sud de Olt, depozitele tortoniene; la Noul Român Tortonianul apare numai în ax, fiind acoperit apoi de Sarmațian. În restul regiunii este format din depozite pontiene.



Anticlinalul Feldioara—Șomartin—Chirpăr este orientat NW—SE ca și celelalte anticlinale menționate mai sus și constituit din depozite sarmațiene. Pe harta БӨСКН este reprezentat la început cu orientarea nord—sud, apoi în dreptul localității Veseud descrie un arc de cerc și se orientează NW—SE. A fost considerat în continuarea domurilor de la Copșa Mică și Bazna.

Anticlinalul Rucăr este format din depozite sarmațiene. Flancul estic înclină ușor și se întinde pînă la Cincușor, flancul vestic este mai puțin întins și se dezvoltă pe teritoriul localității Rucăr, iar șarniera este vizibilă la est de Rucăr. În secțiunea oferită de Olt, apare ca un anticlinal normal, ușor asimetric.

Extremitatea sudică a ultimelor două anticlinale nu a fost cercetată; nu



Fig. 19. — Anticlinalul Noul Român.

[1, Sarmațian; 2, Ponțian.

există însă argumente pentru a le considera întrerupte la nord de Olt. Fascicolul median sau sudic este orientat NW—SE, ca și fascicolul vestic, cu care se află în legătură. Continuitatea nu a putut fi stabilită din cauza terenurilor împădurite și a lipsei de aflorimente. Cutele cele mai estice ale fascicolului sudic capătă o independență, dispărînd în apropierea domurilor. Disparația începe prin atenuarea cutelor pînă la aplatizare. Fenomenul de aplatizare concurează la discontinuitatea dintre fascicolul vestic și cutele fascicolului sudic. La sud de Olt, prin identificarea extremităților anticlinale, am stabilit prelungirea fascicolului pînă în apropierea Munților Făgăraș. În această regiune se constată o supraridicare axială, explicabilă prin intervenția fundamentului cristalin. Pe plan geologic, ea se manifestă prin dezvoltarea Tortonianului și prin aplatizarea anticlinalelor, însoțite de ușoare falieri (Arpaș).

Modul de prezentare a cutelor la extremități arată o convergență în condiții diferite. La sud ele dispar din cauza Cristalinului rigid și neinfluențat de cutarea Neogenului, iar la nord se sting și sînt înlocuite prin domuri.

Dispoziția transversală a cutelor, care apare în evidență în malul drept al Oltului, arată o zonă de înecare în dreptul localității Colun. La vestul acestei localități, Anticlinalul Gîlomboaca arată o ridicare axială prin intervenția Sarmațianului în ax la o distanță pe verticală relativ redusă. Anticlinalul Săcădate indică o ridicare axială și mai mare; Sarmațianul ocupă culmea în dreptul șarnierei și se dezvoltă pe întreg flancul vestic.



În partea de răsărit a Sinclinalului Colun se constată o ridicare a cutelor, evidențiată prin dezvoltarea Sarmațianului în axul lor. Această ridicare devine tot mai puternică în fascicolul estic, fiind ajutată de cadrul muntos (Perșani) al bazinului.

Sinclinalul Cincul Mare, larg deschis și format din depozite sarmațiene, separă fascicolul sudic de fascicolul estic al cutelor majore.

Regiunea Merești — Rupea — Grînari — Hălmeag. Cutele acestei regiuni alcătuiesc fascicolul estic, sînt orientate NE — SW și formează un unghi ascuțit cu fascicolul sudic. Se deosebesc elementele structurale de mai jos.

Anticlinalul Rotbav—Grînari—Bunești reprezintă deformarea tectonică cea mai vestică și se dezvoltă pe cuprinsul localității Grînari. Partea axială este alcătuită din depozite tortoniene; șarniera apare în mijlocul satului și este formată din tufuri dacitice. La sud se continuă spre Rotbav, iar la nord spre Criș—Bunești; este alcătuit în cea mai mare parte din Sarmațian. Apariția butonierei de Tortonian de la Grînari corespunde zonei de supraridicare axială.

Sinclinalul Jibert se dezvoltă între Anticlinalul Grînari și Anticlinalul Rupea. Apare geomorfologic printr-un relief mai ridicat și totodată prin căderile contrare ale stratelor. Umplutura este considerată de vîrstă pontiană fără dovezi paleontologice (TÖRÖK).

Anticlinalul Mărtiniș—Cața—Rupea—Hălmeag este constituit din depozite tortoniene în partea axială și flancat de Sarmațian. Depozitele sarmațiene din Sinclinalul Dealul Viilor—Dealul Cetății îl delimitează la est, iar zona sarmațiană internă îl mărginește la apus. Nivelele de tufuri dacitice de vîrstă tortoniană definește acest anticlinal. Ele se dezvoltă pe ambele flancuri și se pot urmări pe distanțe mari pe teritoriul localităților Orășeni, Cața și Rupea. La sud (Dăișoara, Crihalma) se dezvoltă discontinuu. Prezența izvoarelor sărate captate (« murători ») face să presupunem existența unor masive de sare care împrumută anticlinalului caracterul diapirogen. La nord de Cața axul anticlinalului coincide cu Valea Homorodului, fapt ce ar putea conduce la afirmarea existenței unui anticlinal de vale. La sud—vest de această localitate axul intersectează indiferent relieful pînă la Rupea și de aci pînă la Hălmeag. Această situație face să considerăm Anticlinalul Mărtiniș—Rupea—Hălmeag ca un anticlinal normal, iar Valea Homorodul Mare ca o vale de anticlinal.

Sinclinalul Dealul Viilor (Homorod) — Dealul Cetății ocupă culmea deluroasă dintre Vaile Homorodul Mare și Homorodul Mic. Acest sinclinal este format din depozite sarmațiene, iar în partea de nord intervin aglomeratele andezitice.

Anticlinalul Merești—Jimbor—Mercheașa—Homorod reprezintă cuta cea mai estică a fascicolului, are axul constituit din depozite tortoniene, iar flancurile sînt formate din depozite sarmațiene și aglomerate andezitice. În segmentul sudic urmărește Valea Homorodul Mic, fapt ce ar pleda pentru clasi-



ficarea lui în categoria anticlinalelor de vale. De la nord Jimbor, axul anticlinalului se menține pe malul drept, avem aface deci cu un anticlinal normal. Valea Homorodul Mic prezintă în cursul său inferior caracterul unei văi de anticlinal. Caracterul dolinar, eflorescențele saline și izvoarele sărate de la Jimbor și Mercheașa demonstrează caracterul diapir al acestei cute majore. Extremitatea sudică a acestui anticlinal este o problemă de dezlegat prin metoda prospecțiilor geofizice, deoarece ea cade în șesul aluvionar al Oltului, dezvoltat între Ungra—Hoghiz—Comana—Hălmeag.

Observațiile geologice arată pe malul drept al Oltului căderi vestice ale depozitelor tortoniene, iar pe malul stîng se constată căderi contrare numai la Fîntîna. Pe marginea vestică a Perșanilor, Miocenul are căderi către interiorul bazinului ca și Tortonianul de la est de Olt.

Tortonianul de la Fîntîna, avînd căderi estice, ar putea servi la afirmarea unui flanc de anticlinal cu axul în lungul Oltului și în continuarea celui de la Jimbor—Mercheașa. Cum înclinarea depozitelor de la Fîntîna poate fi pusă pe seama unor deformări provocate de Depresiunea Bogata acest singur argument nu este suficient pentru demonstrarea continuității Anticlinalului Jimbor—Mercheașa în lungul Perșanilor.

Sinclinalul Racoșul de Jos este instalat la limita dintre Bazinul Transilvaniei și Munții Perșani. La alcătuirea lui participă Sarmațianul, aglomeratele andezitice asociate cu Pliocenul și bazaltele legate de depozitele dacitice. Are o dispoziție simetrică față de Sinclinalul Lopadea din lungul Munților Metaliferi și conține o bună parte din depozitele piroclastice.

În afară de aceste cute majore se deosebesc cîteva dislocații care afectează depozitele neogene.

Dislocația transversală Jibert—Rupea—Homorod este orientată est—vest și pusă în evidență de izvoarele clorurate de la Dacia, izvoarele sulfuroase de la Homorod—Rupea, vulcanii noroioși de la Homorod, neckul bazaltic de la Rupea și aglomeratele andezitice la un nivel scăzut de la est Homorod. Toate aceste manifestații sînt dispuse rectiliniu și sînt cauzate de prezența unei dislocații transversale față de direcția cutelor majore. Compartimentul nordic este mai ridicat decît cel sudic.

Dislocațiile longitudinale sînt trădate prin prezența izvoarelor sărate. La Racoșul de Jos, izvorul sărat din Valea Sărată apare în relație cu o dislocație orientată nord—sud de pe flancul de apus al anticlinoriumului cristalin-mesozoic de la nord Racoșul de Jos. În lungul Mesozoicului din Perșanii de sud apar de asemenea cele 3 — 4 izvoare cloro-sulfuroase, a căror existență poate fi pusă pe seama unei dislocații marginale.

În afara accidentelor tectonice descrise mai sus, am identificat cîteva cute ale Neogenului intramuntos. Depozitele tortoniene, reprezentate mai ales prin tufuri dacitice, s-au conservat în depresiunile intramuntoase de la Hoghiz—Lupșa, Comana de Sus și Veneția de Sus. În Pîrîul Lăpădaților (Lupșa) tufurile



dacitice formează un sinclinal, ca și în pîraiele Racila și Vilceaua de la Comana de Sus. La Cuciulata, ele alcătuiesc un mic anticlinal.

Tufurile dacitice din Valea Sărată (Veneția) se reazămă pe calcarele dolomitice liasice și pe gresiile doggeriene. În linii mari, desenează un sinclinal larg, rezemat la est pe Cristalin, iar la vest pe Jurasic. La Pleșițele și Fața Măgurei, în cuprinsul acestui sinclinal se dezvoltă cîte un mic anticlinal. Prezența Tortonianului cutat în interiorul catenei pledează contra zonei neogene necutate de la periferia bazinului, menționată de MRAZEC ca o caracteristică structurală valabilă pentru întreaga unitate geologică.

Raporturile suprastructurii cu fundamentul. De obicei, deformările tectonice ale bazinelor terțiare sînt puse pe seama acțiunii postume a fundamentului. Dispoziția ortogonală a cutelor neogene din Bazinul Transilvaniei față de direcția Șisturilor cristaline din Făgăraș arată independența tectonică a Neogenului față de fundamentul cristalin. Urmărind însă dezvoltarea fascicolelor de cute, constatăm lipsa de simetrie datorită devierilor de la direcția generală, dispariției și reapariției cutelor în anumite sectoare. Explicația acestor fenomene nu se poate obține decît prin cercetarea cadrului muntos și mai ales a reliefului pe care-l prezintă fundamentul Bazinului neogen. Corelația dintre suprastructura Neogenului și fundamentul cristalin-mesozoic se poate face astăzi prin rezultatele obținute de măsurătorile gravimetrice conduse și interpretate de Sc. STOENESCU.

În regiunea Alba Iulia—Sebeș—Ocna Sibiului, cutele dezvoltate pe marginea vestică a Bazinului Transilvaniei și orientate aproximativ N—S, își schimbă sensibil direcția, îndreptîndu-se către Sibiu.

Echipa Бockн, deși a cercetat spațiul ocupat de Virgația Sebeș, nu a putut ajunge la interpretarea observațiilor de teren. Spațiul alb de pe harta întocmită de această echipă se explică prin schimbarea bruscă a direcției cutelor fasciculare și orientarea lor către sud—est. Din această cauză cercetările noastre de teren au fost dirijate în acest sens, mai ales că Anticlinalul Totoi—Sebeș, orientat nord-sud, nu fusese identificat.

În timpul lucrărilor de teren am fost de asemenea antrenați de schimbarea direcțională a fascicolului vestic, ajungînd în regiunea Sibiu fără a descifra virgația dela Sebeș—Miercurea. Cunoșcînd însă prima cută de vest orientată nord-sud (Totoi—Sebeș) ne-am dat seama că în spațiul liber între această cută și fascicolul Alba Iulia—Blaj—Ocna Sibiului trebuie să existe și alte elemente structurale. În adevăr, aci am identificat cîteva cute cu dispoziția în virgație, înmănunchiate la nord și cu alura divergentă în sud, către Munții Sebeșului. Fenomenul este dezvoltat local și nu se cunoaște în alte sectoare similare.

În regiunea Sibiu se constată un alt fenomen deosebit în dezvoltarea cutelor majore. Fascicolul vestic prezintă incurbații puternice care au ca rezultat orien-



tarea nord—sud a trei din ele. De asemenea se constată o ramificație a cutei principale (Șesuri) și orientarea ei nord—sud. Racordarea fascicolului vestic cu cel sudic întâmpină dificultăți prin aplatisarea lor în regiunea Buia—Vurpăr.

Regiunea Mohu—Tâlmaci—Cașolț—Avrig se caracterizează prin prezența a două sisteme de cute, de direcție și natură diferită. Primul sistem se află în continuarea fascicolului vestic, iar al doilea este dispus ortogonal.

Pe lângă aceste situații tectonice deosebite, regiunea cercetată prezintă o serie de anticlinale produse de acțiunea erozivă a rețelei hidrografice și localizate în anumite sectoare. Explicația acestor deformări tectonice speciale o vom căuta în manifestările fundamentului.

Cercetările geofizice au identificat o serie de maxime și minime gravitaționale, care se află în discordanță cu structura cuverturii neogene. În partea de nord-vest s-a detectat geofizic un maximum gravimetric sub forma unui mamelon localizat la est de Alba Iulia. Pe teritoriul fascicolului vestic s-a identificat o creastă cu ridicări continue de la vest spre est. La extremitatea de răsărit atinge punctul culminant din care se desprind trei ramificații.

Alt maximum gravimetric, redus ca întindere, se află pe amplasamentul orașului Sibiu, iar la Tâlmaci apare un maximum de formă triunghiulară.

În partea nordică a regiunii și la sud de Tîrnava Mare s-a conturat un accident important și deosebit ca mod de prezentare: un abrupt puternic orientat est—vest și cu înclinare nordică.

După expunerea datelor tectonice de suprafață și a cercetărilor geofizice vom trece la interpretarea lor pentru a lămurii raporturile dintre tectonica cuverturii și infrastructură. Cercetările geofizice au atins în unele sectoare direct Cristalinul, astfel că se cunoaște modul său de reflectare. Liniile de intensitate gravimetrică se dispun în lungul masivului cristalin și înregistrează o sporire a intensității de la nord la sud. Dispoziția lor ordonată arată lipsa unei discontinuități la limita între Bazinul Transilvaniei și Făgăraș. Măsurătorile magnetice făcute de G. ATANASIU au scos în evidență o proeminență de Cristalin la Porumbac și o alta la Poplaca. Prima este acoperită de depozite tortoniene, iar a doua este vizibilă la suprafață și apare izolată în mijlocul depozitelor neogene.

Prelungirea Cristalinului în fundamentul bazinului este dovedită și de observațiile geologice. Căderile permanente ale Cristalinului spre nord sub un unghi slab și apropiat de al depozitelor terțiare pe care le suportă, dovedesc prelungirea lui sub cuvertura neogenă. Suprafața de abraziune fosilă de la «Pe Deal» a fost acoperită și conservată de depozitele tortoniene. Împreună cu insulele de Cristalin de la nord dovedesc existența Șisturilor cristaline în fundamentul bazinului neogen. De altfel, pe toată marginea Cristalinului există o concordanță la scara relativă între depozitele terțiare și Șisturile cristaline.

La Porcești, calcarele lutețiene se reazemă direct pe fundamentul cristalin, arătând aceeași înclinare a stratelor ca și Șisturile cristaline (45°). Acest fapt



este o dovadă că masa cristalină n-a acționat violent, desprinzându-se de fundul Bazinului Transilvaniei, ci a păstrat conformitatea cu Sedimentarul.

Dovezile geologice despre continuitatea Cristalinului sub depozitele terțiare ale bazinului și discordanța puternică dintre cutele de suprafață și anomaliiile geofizice vin în sprijinul ideii că fundamentul cristalin este prezent în bazin și se reflectă în structura cuverturii sedimentare.

Problema pe care o dezbatem aci se referă deci la modul de reflectare al subasmentului în depozitele sedimentare. Maximum-ul Hăpria este situat la punctul de pornire al Virgației Sebeș; el a provocat devierea fascicolului paralel vestic și desprinderea de Anticlinalul Totoi—Sebeș, care a păstrat orientarea inițială. Anomalia geofizică nu corespunde unei deformări tectonice, ci reprezintă un obstacol al reliefului de fund care a dat naștere virgației.

O altă anomalie pozitivă se dezvoltă între Broșteni—Șesuri—Vurpăr. Ea se desenează sub forma unei creste orientată WNW—ESE și are tendința de ridicare continuă de la vest către est (Sc STOENESCU).

Cutele majore au fost orientate paralel cu acest obstacol. Anticlinalul Ohaba—Ocna Sibiului l-a depășit, însă celelalte au avut de suportat o tectonică mai complicată. Cauza acestor complicații este obstacolul din fundament care s-a opus dezvoltării normale a cutelor. Anticlinalul Blaj—Șesuri a ajuns la complicațiile cele mai mari, prezentînd caracterul unei cute deversate.

În regiunea Șesuri—Vurpăr, creasta Broșteni prezintă o culminație importantă. Anticlinalul Șesuri a fost forțat de această ridicare de relief să se bifurce; o ramură a executat ocolirea pe la nord a obstacolului și cealaltă a fost deviată brusc către sud.

Incurbația Anticlinalelor Ocna Sibiului și Slimnic sînt consecința aceleiași culminații Șesuri—Vurpăr. Greutățile de racordare dintre elementele fascicolului vestic și cel sudic, întîmpinate de toți cercetătorii, se datoresc desigur acestei creste a reliefului de fund. Forma lui mamelonară, largă, a atenuat tonicitatea cutării, reușind să estompeze puternic anticlinalele. Cutele, dezvoltate normal, au dat naștere aci unei structuri domale de altă natură decît domurile gazeifere.

Culminația Șesuri—Vurpăr prezintă trei digitații către est și sud, care au impus direcția primelor cute din fascicolul sudic. Maximum-ul gravimetric Sibiu corespunde de asemenea unui mamelon accentuat al reliefului de fund. Vecinătatea orașului Sibiu se caracterizează prin prezența abundentă a depozitelor cuaternare și prin schimbarea de direcție a Cîbînului. Aglomerarea aluviunilor are o cauză locală deoarece ele se dezvoltă neobișnuit în dreptul acestui oraș. Descrierea arcului de cerc de către Cîbin arată evitarea unui obstacol în continuu progres.

Captura unei părți din afluenții Cîbînului de la N Sibiu se datorește aceleiași cauze. Identificarea mamelonului Sibiu explică toate aceste fenomene. Cîbinul l-a evitat, părăsind direcția lui generală și executînd ocolirea pe la nord.

Acumulare aluviunilor și captura realizată de Valea Vișa se datorește aceluiaș relief de fund, în deplasare pozitivă. Acest mamelon izolat și redus ca întindere prin fenomenele geomorfologice legate de el arată acțiunea recentă a fundamentului.

Jocul său pe verticală s-a efectuat în sens dublu. Cristalinul Făgărașului a înregistrat o ridicare pe verticală din timpul Lutețianului de 45°, iar din timpul Ponișianului de 20°. Această deplasare pozitivă a fost compensată de coborîrea bazinului terțiar, demonstrată de sedimentația subsidentă. Anomalia Sibiu, interpretată de noi ca un bombament al fundamentului, ne dă indicații asupra manifestărilor recente. În timpul cutărilor, această anomalie presupunem că a jucat un rol important prin întâmpinarea extremităților sudice ale fascicolului vestic. Presupunerea se întemeiază pe dispariția cutelor în spatele anomaliei și pe faptul că terminația lor nu se face perianticinal ci din contra prezintă o tendință ascendentă.

Maximum-ul Tâlmaci se prezintă ca un promontoriu al masei cristaline. Prezența sa este legată de transgresiunile cele mai importante care au afectat Bazinul Transilvaniei. Faciesul conglomeratic de la Tâlmaci dovedește existența promontoriului orientat est-vest, care a jucat rolul unei creste dispusă paralel cu marginea Făgărașului.

Măsurătorile geofizice au scos în evidență în partea de sud a Tîrnavei Mari o cădere rapidă, uniformă și orientată rectiliniu est-vest. Descreșterea liniilor isogame, semănînd cu cea din apropierea maselor cristaline descoperite la zi, ne-a determinat să o interpretăm ca un abrupt puternic al fundamentului. Extremitățile acestei rupturi puternice de pantă corespund în Munții Apuseni insulei cristaline Geoagiu - Băi—Rapolt, iar în Perșani Anticlinorium-ului cristalin Veneția—Comana.

Limita sudică a Bazinului Transilvaniei o formează astăzi partea de nord a Cristalinului din Carpații meridionali. Ea nu a fost aceeași în tot timpul evoluției bazinului ci s-a stabilit odată cu începutul Tortonianului. Transgresiunea tortoniană a invadat platforma prefrontală a Făgărașului, ajungînd pînă la marginea lui actuală. Anterior bazinul se oprea desigur la abruptul de la S Tîrnava Mare.

Evoluția bazinului a mers extinzîndu-se treptat de la nord spre sud. Platforma prefrontală a Făgărașului a fost invadată temporar de transgresiunea lutețiană iar odată cu transgresiunea tortoniană apele marine au acoperit-o definitiv. Marea salmastră din timpul Sarmațianului a păstrat acest spațiu paleogeografic pe care l-a menținut apoi și lacul ponișian.

Anticlinale de văi. Accidentele orografice de fund detectate geofizic ne-au putut explica formarea Virgației Sebeș, deversarea cutelor majore din fascicolul vestic, aplatisarea lor în regiunea Slimnic—Vurpăr, dezvoltarea faciesului de cordilieră de la Tâlmaci—Porumbac precum și fenomenele cuaternare



de la Sibiu. De asemenea ele ne aduc contribuții prețioase la lămurirea modului de formare a anticlinalelor de văi.

În Neogenul subcarpatic de la Negrești—Albești (Gorj) le-am întâlnit prima dată ca niște accidente superficiale, legate de rețeaua hidrografică. Sînt marcate prin căderi puternice și contrare, observate pe cei doi versanți în apropierea imediată a talvegului. Anticlinalele de vale se află în contrast cu structura monoclinală regională.

Termenul de anticlinală de văi a fost aplicat în Subcarpați de I. P. VOITEȘTI, care le-a considerat ca rezultatul eroziunii exercitată de rețeaua hidrografică, prin îndepărtarea sedimentelor în dreptul văilor. Această desarcină a provocat ridicarea accentuată a stratorilor.

În partea sudică a Bazinului Transilvaniei anticlinalele de văi sînt bine dezvoltate și prezintă caractere variabile. În primul rînd vom descrie însușirile lor și apoi vom trage concluziile asupra modului de formare.

Anticlinalul V. Caselor și anticlinalul P. Netotului se dezvoltă la vest de localitatea Răhău și sînt formate din depozite tortoniene. Văile au descoperit o alternanță de marne și gresii. Bancurile de gresii prezintă căderi către aval și sînt traversate de cursul apelor, fără să suporte nici un deranjament.

Cînd valea intersectează complexul marno-argilos, stratele își schimbă complet poziția, se orientează paralel cu talvegul, iar căderile lor devin inverse pe versanții opuși. Se desenează astfel un anticlinal de vale numai în masa rocilor pelitice plastice, iar în dreptul intercalațiilor grezoase se întrerupe. Aceste fapte demonstrează cauza superficială care provoacă anticlinalul de vale.

Tortonianul de la Răhău prezintă o structură monoclinală, alura anticlinală reiese numai din căderile contrare ale depozitelor plastice, iar șarniera nu se observă.

O altă grupă de anticlinală de văi este asociată fascicolului sudic de cute majore.

Anticlinalul Bradu se dezvoltă în lungul Văii Bradu, imediat la ieșirea din localitatea cu același nume. Axul corespunde talvegului iar flancurile se constată pe versanții văii. Se observă în alternanța de roce pelitice și dispăre în dreptul alternanței de gresii, conglomerate și nisipuri din baza Sarmațianului. Întîmplător direcția lui coincide cu axul cutoi majore vecine: Săcădate—Cașolț.

Anticlinalul de vale Valea Lungă, paralel cu Anticlinalul major Gîlomboaca, se dezvoltă pe teritoriul comunei cu același nume. Paralelismul acestor accidente de valori diferite a determinat probabil pe HALAVÁTS să nu figureze Anticlinalul Gîlomboaca, ce se dezvoltă independent de rețeaua hidrografică și intersectînd oricum relieful.

În partea inferioară a Văii Mari, depozitele marnoase tortoniene schițează un anticlinal de vale care se întrerupe la apariția complexului trovantifer din baza Sarmațianului, dispus perpendicular pe cursul apei. Reapare apoi în

amont, unde acțiunea de eroziune este din nou exercitată asupra unui complex pelitic plastic.

Anticlinalul Valea Mare—Valea Furului se dezvoltă pe teritoriul localității Colun și se prezintă în condiții similare celui anterior. Apare numai în complexele argilo-marnoase, care limitează alternanța de nisipuri și gresii cu trovanți din baza Sarmațianului. În dreptul acestei alternanțe axul anticlinalului se întrerupe.

O constatare interesantă este bifurcarea anticlinalului la confluența cu Valea Furului, fapt ce demonstrează legătura de cauzalitate cu eroziunea fluvială.

Spre deosebire de regiunea Glîmboaca, la Colun, anticlinalul de vale coincide cu axul Sinclinalului Colun, vizibil prin aspectele geomorfologice și poziția convergentă a stratelor care se întâlnesc pe dealurile învecinate.

Anticlinalul Valea Largă are caracterul anticlinalelor de văi și se dezvoltă paralel și foarte aproape de Anticlinalul normal Noul Român. Sensurile contrare ale stratelor sînt legate numai de complexul marno-argilos. Anticlinalele de văi de la nord Olt se deosebesc de celelalte prin faptul că au aceeași orientare ca și cutele normale. Din cauza acestui paralelism au existat dificultăți în separarea lor. Caracterul particular al anticlinalelor de văi a fost confundat cu caracterul general al anticlinalelor majore. De aci a rezultat omiterea Anticlinalului Glîmboaca și considerarea Anticlinalelor de vale «Valea Mare» ca un anticlinal major.

Anticlinalul de vale Ilimbav se observă în partea de nord a satului Ilimbav. Axul coincide cu valea principală, iar flancurile apar în depozitele de pe versanți. A dat naștere la trasarea Anticlinalului major Ilimbav în vecinătatea căruia se întâlnește.

Anticlinalul de vale Sascîz—Chirpăr este ușor de deosebit din cauza orientării oblice față de cutele normale. Valea Chirpărului este orientată nord—sud, stratele de pe versanți arată căderi contrare, iar axul se localizează în lungul văii și intersectează axul Anticlinalului normal Șomartin—Chirpăr.

Anticlinalul de vale Dopca se dezvoltă pe marginea de est a Perșanilor și a rezultat din intersectarea complexului argilo-marnos de la partea superioară a Tufului de Racoș. Este orientat est—vest, așa fel că axul său coincide cu valea care l-a produs. Căderile contrare ale stratelor nu respectă pe de-a întregul cursul apei, ci flancul nordic în apropierea satului apare pe malul stîng. Aceste abateri le punem pe seama cursului meandriform actual.

Din descrierea anticlinalelor de vale aflate în regiune, reies următoarele observații:

Ele sînt manifestări recente, produse de eroziunea lineară a văilor, prin afectarea complexelor plastice. Prin intervenția depozitelor detritic-grosiere se întrerup sau dispar. Axul urmărește cursul văilor, flancurile au dezvoltare locală în apropierea talvegului iar șarnierele sînt inexistente.



Orientarea axului concordă cu aceea a rețelei hidrografice. Intervenția afluenților conduce la ramificare anticlinalului. Anticlinalele de vale pot prezenta, față de anticlinalele normale, un paralelism sau o dispoziție independentă.

Paralelismul este întâmplător și se observă în cazul unei rețele de văi paralele cu axul cutelor normale (regiunea Glîmboaca—Noul Râmnic). De obicei axul anticlinalului de vale este în discordanță cu structura regională. Sînt cazuri cînd anticlinalele de vale observate în talveg contrastează cu structura monoclinală din vecinătate (V. Caselor—Răhău). Ele pot să se instaleze de asemenea în văile de sinclinal (Valea Mare, V. Furului) sau în apropierea anticlinalului normale (V. Lungă, V. Largă).

Dependența anticlinalului de văi față de rețeaua hidrografică demonstrează formarea lor recentă prin îndepărtarea materialului sedimentar și redresarea straturilor plastice influențate de eroziune.

Explicația aceasta simplă nu este suficientă, deoarece ar trebui ca toate văile regiunilor cu depozite plastice să cuprindă asemenea anticlinale. Observațiile de teren arată în adevăr o dezvoltare locală, legată de material sedimentar plastic. Constatarea nu prezintă însă un caracter general; astfel, pe marginea de nord a Făgărașului se găsesc marne tortoniene, care nu dau naștere anticlinalului de vale. Aceste depozite sînt dispuse normal pe Șisturile cristaline, au căderi ușoare către nord și sînt intersectate de văi importante, care culeg apele de pe versantul nordic al Făgărașului. Toate aceste condiții sînt necesare, însă incomplete pentru formarea anticlinalului de vale. Grosimea slabă a depozitelor plastice, fundamentul cristalin apropiat și lipsa unui pachet gros de strate se opun la formarea acestor anticlinale.

La nord de Olt situația geologică și hidrografică se menține, însă aci intervine volumul important al depozitelor sarmato-ponțiene. Întâmplător rețeaua hidrografică este orientată asemenea cutelor, de aceea anticlinalele de vale se găsesc în vecinătatea sinclinalului și anticlinalului normale.

O condiție esențială a formării accidentelor de vale este deci presiunea lito-statică, exercitată de complexele superioare asupra depozitelor plastice. Tensiunea sedimentelor este produsă în restul regiunii de către relieful platformei prefrontale. Urmărind repartitia anticlinalului de văi se observă legătura lor cu acest relief. Regiunile cuprinse între diferite accidente orografice de fund sînt favorabile dezvoltării anticlinalului de văi.

Anticlinalele din Virgația Sebeș (Valea Slatinei, Spring—Miercurea) sînt cuprinse între creasta Broșteni, accidentul Hăpria și marginea cristalină a Sebeșului. Anticlinalele Hărtibaciu, Bradu—Veștem și Cibin se datoresc tensiunii produsă de creasta Tălmaci și mamelonul Sibiu, care a dovedit o activitate recentă.

Tensiunea produsă de accidentele de fund a dat naștere anticlinalului de văi cu amplitudinea ridicată. Din această cauză ele se apropie de anticlinalele



normale, prezentînd manifestății saline, cu un caracter special. Aceste anticlinale prezintă însușiri comune anticlinalelor de văi și văilor anticlinale.

Văi anticlinale. În partea de NE a regiunii cercetate se întîlnesc două anticlinale (Mărtiniș—Cața și Merești—Mercheașa) al căror ax urmărește aproximativ cursul Văilor Homorodul Mare și Homorodul Mic. La prima analiză aceste anticlinale ar putea fi repartizate anticlinalelor de vale, deoarece axul lor se dezvoltă în lungul văilor. Cercetate îndeaproape constatăm caracteristicile anticlinalelor de văi. În primul rînd axul nu coincide cu talvegul văilor ci se deplasează către unul din versanți. Căderile contrare ale stratelor nu se mențin numai în apropierea văii ci se urmăresc pe ambii versanți pînă pe creasta de separare a apelor. Prezența tufurilor dacitice demonstrează această constanță a înclinărilor de strate în sens invers pe versanții opuși.

Caracterul de cută normală se manifestă în partea de sud a Anticlinalului Mărtiniș—Cața—Rapea. Axul anticlinalului intersectează relieful părăsind V. Homorodului. Ne găsim deci în prezența unui anticlinal normal pe care s-au instalat Văile Homorodului.

Văile de anticlinal se întîlnesc și în partea de nord-vest a Bazinului Transilvaniei (Valea Florilor). Ele se caracterizează prin instalarea unui curs de apă peste șarniera unui anticlinal normal. Dacă fenomenul este local, în restul regiunii anticlinalul se dezvoltă indiferent de orientarea rețelei hidrografice. Dacă suprapunerea văii peste axul anticlinal este completă, atunci deosebirea de un anticlinal de vale devine dificilă și trebuie să recurgem la o cercetare mai profundă a caracterelor indicate mai sus.

Tectonica și efuziunile neogene. Neogenul Bazinului Transilvan cuprinde material piroclastic abundent, răspîndit la diferite nivele. Succesiunea lor în timp arată o variație a compoziției. În Acvitanian s-au manifestat lavele și tufurile riolitice (Bazinul intramuntos Zlatna), în Tortonian s-au repetat de cinci ori erupțiile dacitelor manifestate prin cinerite, iar în Sarmațian au continuat cel puțin două erupții cineritice. În timpul Ponișianului au erupt andezitele care au dat naștere cineritelor și maselor aglomeratice, iar în Dacian lavele și tufurile bazaltice au încheiat seria efuziunilor. Materialul piroclastic se găsește bine dezvoltat în partea de nord-est a regiunii cercetate și în nordul și nord-vestul Bazinului Transilvaniei. Proveniența lui este legată de erupțiile din nordul și estul Transilvaniei, mai puțin de cele din Munții Apuseni. Repartiția cineritelor se datorește în bună parte curenților aerieni orientați NE—SW. Mersul acestor curenți explică absența tufurilor dacitice în partea de sud și sud-vest a bazinului și dezvoltarea lor în partea de nord și est.

Lavele și aglomeratele se întîlnesc în vecinătatea masei eruptive Călimani—Hărghita. Erupțiile neogene din aceste masive au succedat fazelor de compresiune datorite presiunilor alpine și traduse arhitectonic prin cutarea Carpaților



orientali. Decompresiunea care a urmat încetării forțelor tangențiale a produs o largă cicatrice și o serie de fisuri anexe. Aceste discontinuități s-au denivelat și s-au distanțat lărgindu-se. Activitatea centrilor vulcanici este contemporană fazei de decompresiune, care corespunde sedimentației subsidente.

Dislocația principală Călimani—Hărghita s-a produs în Miocen, într-o fază ante-tortoniană și a continuat cel puțin pînă la sfîrșitul Dacianului. Evoluția vulcanismului a mers paralel cu fenomenele de cutare carpatice, atenuîndu-se treptat. Zona vulcanică orientală Călimani—Hărghita cuprinde centrii eruptivi cei mai numeroși și produsele vulcanice cele mai întinse. Ea se dezvoltă ca o bandă largă, situată în spatele Carpaților orientali.

Vulcanii recenți de vîrstă pleistocenă nu au fost identificați în această formă efuzivă. Relații între curgerile de lavă și aluviuni nu se cunosc, iar craterul și conurile vulcanice nu s-au salvat complet de eroziune.

C) VÎRSTA MIȘCĂRILOR TECTONICE

Regiunea sudică a Bazinului Transilvaniei înregistrînd o serie de jocuri marine ne oferă posibilitatea de a urmări mișcările tectonice ale întregii unități. În faza austriacă antealbiană, catenele înconjurătoare (Munții Apuseni, Perșani) au dat naștere la pînze de decolare mesocretacice, care s-au extins cu siguranță și în fundamentul Bazinului Transilvaniei.

A urmat transgresiunea cenomaniană, despre a cărei existență avem o singură mărturie la Cîsnădioara. În timpul Turonianului au loc cutările subhercinice, exondarea catenelor vechi și formarea avant-fosei senonian-paleogene cu depozite de Fliș (Perșani, Metaliferi).

Între Senonianul superior și Eocen s-a dezvoltat o fază de cutare (cutările laramice) în zonele mesozoice din vecinătate. A început sedimentația subsidentă a Bazinului Transilvaniei, instalîndu-se faciesul epicontinental al Eocenului. Se încheie sedimentația de geosinclinal (Fliș) în catenele vecine.

În faza pireniană (Oligocen inferior) se termină Flișul paleogen din catena Metaliferilor și din sud-estul regiunii noastre. Urmează Oligocenul cu faciesu sistos-bituminos sau grezos fosilifer. În Acvitanian (faza savică) s-au dezvoltat bazinele de subsidență intra-muntoase cu viață limitată (Acvitanian-Tortonian-Sarmațian). Înaintea Tortonianului (faza stirică) s-a produs scufundarea generală a Bazinului Transilvaniei. Apele marine au acoperit platforma pre-frontală a Făgărașului, atingînd marginea actuală de nord a Carpaților meridionali.

La sfîrșitul Tortonianului superior, prin ridicarea generală a zonelor carpatice din vecinătate, apele marine din bazin se izolează și devin salmastre prin îndulcirea provocată de apele scurse de pe catena carpatică cu suprafața mărită.

Faza de cutare se remarcă în Bazinul Transilvaniei prin eroziunea Sarmațianului periferic și instalarea Lacului panonic.



Ridicarea catenei carpatice a produs o sedimentație violentă de material psefitic în zona limitrofă. După sedimentarea Ponțianului apele lacustre se retrag pe suprafețe restrânse în bazinele intracarpatică, cu mici pătrunderi locale la Racoșul de Jos, Bogata, Hoghiz, Fântîna și Ungra. Incetează sedimentația subsidentă.

Faza rodaniană de la sfîrșitul Dacianului se caracterizează prin exondarea totală a Bazinului Transilvaniei, paralelă ridicării generale a regiunilor carpatice.

Faza cutărilor valahice din Pleistocen a avut ca rezultat formarea cutelor majore periferice și nașterea domurilor și cuvetelor din partea internă a Bazinului neogen.

Primit: Aprilie 1954.



BIBLIOGRAFIE

1. ACKNER M. Bericht über die im Harbachtale (= V. Hărtibaci) gefundenen vorweltlichen Thierreste. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* III, 1852.
2. — Ueber das Vorkommen der sogenannten Marlekor Schwedens in Siebenbürgen, namentlich in den Waldgräben von Szakadát und Thalheim. *Herm. Ver.* III, 1852.
3. ANDRAE C. Die fossile Flora von Szakadát (= Săcădate) und Thalheim (= Daia). *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* III, 1852.
4. — Salsen von Reussen (= Ruși) bei Hermannstadt (= Sibiu) und über die geol. Beschaffenheit des Berges Búdös und seiner Umgebung. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* IV. Wien, 1853.
5. — Tertiäre Flora von Szakadát (= Săcădate) und Thalheim (= Daia) in Siebenbürgen. *Abhandl. d. k. k. geol. R.-A.* II, 1855.
6. — Fossile Pflanzen der Tertiärformation von Szakadát und Thalheim. *Zeitschr. für die gesammten Naturw. von Giebel und Heinz.* V, 1855.
7. — Ein neuer Beitrag zur Kenntniss der Tertiär-Flora Siebenbürgens. *Abhandl. des naturw. Vereines für Sachsen und Thüringen.* II, 1861.
8. ARABU N. Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvain. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Tome XXIV. București, 1940.
9. BEUDANT S. F. Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Paris, 1822.
10. BIELZ A. Beitrag zur Kenntniss der geologischen Verhältnisse von Hermannstadt. *Herm. Ver.* VI, 1855.
11. — Ueber den mutmasslichen Erfolg der Bespeisung der Stadt Hermannstadt mit Trinkwasser durch Bohrung von artesischen Brunnen. *Herm. Ver.* IX, 1858.
12. BIELZ M. Pontische Ablagerungen in Siebenbürgen. *Verhandl. u. Mitt. des siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1894.
13. BÖCKH H. Über die erdgasführenden Antiklinalzüge des siebenb. Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium.* I. Budapesta, 1911.
14. — Kurzer, zusammenfassender Bericht über die Ergebnisse der in den Jahren 1911—1912 durchgeführten Untersuchungen des Erdgasvorkommens des Siebenb. Beckens. II. *Kgl. ung. Finanzministerium.* Budapesta, 1913.
15. BLANKENHORN. Studien in der Kreideformation im südlichen und westlichen Siebenbürgen. *Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch.* Bd. 52, Berlin, 1900.
16. CERNEA G. Considerațiuni geologice asupra regiunii Ocnișoara—Blaj—Șeica Mare. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII. București, 1953.
17. CIOCÎRDEL RADU. Geologia regiunii Bistrița—Reghin. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII. București, 1953.



18. CLAPP FR. și ALTEN M. Report of the known natural gas fields of Transylvania. Budapesta, 1913.
19. CZEKELIUS S. Das Vorkommen eines Stosszahnes des vorweltlichen Elephanten zu Reussen (= Ruși) *Herm. Ver.* III, 1852.
20. — Über die Verbreitung der Salzquellen und des Steinsalzes in Siebenbürgen. *Verhandl. u. Mitt. des siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1854.
21. — Bemerkungen über das Alluvium in Siebenbürgen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1853.
22. DRĂGHICEANU M. Tectonica Transilvaniei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XI. București, 1923.
23. FILTSCH E. Reise in das siebenbürgische Erzgebirge. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. Naturwiss.* VIII. Sibiu, 1857.
24. — Vorkommen der Braunköhle am Roten Berg bei Mühlbach (= Sebeș) *Herm. Ver.* V. 1854.
25. FISCHER S. Die Salzquellen Ungarns. *Földt. Közl.* Budapesta, 1887.
26. FUSS C. Fundort fossiler Foraminiferen am Roten Berg bei Mühlbach (= Sebeș). *Herm. Ver.* III, 1852.
27. GAÁL ST. Die siebenbürger Metangasforschungen. Budapesta, 1913.
28. — Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens. *Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal.* 1912.
29. — Die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Siebenb. Beckens. *Gedenkbuch.* Budapesta, 1912.
30. GERMAN I. Cercetări geologice în colțul de sud-vest al Depresiunii Transilvaniei. *Rev. Muz. Geol. Min. Univ. Cluj.* Vol. VII. Cluj, 1938.
31. GHICA ȘT. Les Carpathes Méridionales Centrales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1935.
32. GIVULESCU R. Flora fosilă de la Luncoșoara. *Acad. R. P. R. Cluj*, Nr. 1—2, Anul II. Cluj, 1951.
33. HALAVÁTS I. Allgemeine und palaeontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. *Verh. d. k. geol. R.-A.* 1904. Budapesta.
34. — Geologischer Bau der Umgebung von Bólya (Buia), Vurpod (Vurpăr), Hermannstadt (Sibiu) und Szenterzsébet (Gușterița). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1911.*
35. — Daten zur Tektonik des siebenbürgischen Beckens. *Földt. Közl.* XLIII. Budapesta, 1913.
36. — Geologischer Aufbau der Gegend von Ujegyháza (Nocrich), Holczmáwy (Hosman) und Oltszakadát (Săcădate). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1913.*
37. — Geologischer Bau von Vizakna (Ocna Sibiului). *Jahresb. d. kgl. ung. geol. R.-A. f. 1908.* Budapesta, 1913.
38. — Der geologische Bau der Umgebung von Szelindek (Slimnic). (Ibid) 1910.
39. — Geologischer Aufbau der Umgebung von Nagysink (= Cincul Mare). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapesta, 1915.
40. — Daten zur Tektonik des siebenb. Beckens. *Földt. Közl.* XLIII. Budapesta, 1913.
41. — u. TELEGD R. Die Umgebung von Százsebes (Sebeș). Erläuterung z. geol. Spezialkarte 1: 75.000. Budapesta, 1910.
42. HAUER FR. Ueber das Alter der Schichten von Szakadat und Thalheim. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XI, 1860.
43. HAUER FR. u. STACHE G. Geologie Siebenbürgens. Wien, 1863.
44. HERBICH FR. Das Széklerland. *Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ung. geol. A.* Vol. V. Budapesta, 1878.



45. HERBICH-NEUMAYR. Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnenfaunen. Die Süßwasserablagenungen im südöstl. Siebenbürgen. Viena, 1875.
46. HEREPEY K. Geologische Beschreibung des Com. Alsó Fehér (= Alba de Jos). *Monographie des Com. Alsó. Fehér*. 1897.
47. HOERNES M. Die fossilen Molusken des Tertiärbeckens von Wien. *Abh. d. k. k. geol. R.-A.* Vol. I și II. Viena, 1870.
48. IACOB D. Contribution à la connaissance du Crétacé supérieur dans le sud des Monts Apuseni. *Rev. Muz. Min.-Geol. Univ. Cluj*. Vol. VIII.
49. ILIE MIRCEA D. Cercetări geologice în regiunea Cojocna—Turda—Ocna Mureșului. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVI. București, 1952.
50. — Sedimentația și subsidența în Bazinul Transilvaniei. *Ibid.*
51. — Structura geologică a regiunii Cojocna—Turda—Ocna Mureșului. *Ibid.*
52. — Cercetări geologice în regiunea Cluj—Cojocna—Aiud. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIV. București, 1952.
53. — Recherches géologiques dans les Monts du Trăscău et dans le Bassin de l'Arieș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. București, 1935.
54. — Structure géologique de la région aurifère de Zlatna (Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXI. București, 1940.
55. — Monts Métallifères de Roumanie. Recherches géologiques entre la Valea Stremțului et la Valea Ampoiului. *An. Comit. Geol.* Vol. XXIII. București, 1950.
56. — Structura geologică a Munților Perșani. I. Regiunea Cuciulata—Lupșa—Comana—Veneția. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVI. București, 1954.
57. — Structura geologică a Munților Perșani. II. Defileul Oltului. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVII. București, 1954.
58. JEKELIUS E. Die Moluskenfauna der Dacischen Stufe des Beckens von Brașov. *Mem. Inst. Geol. Rom.* București, 1932.
59. — Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südosteuropas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVIII. București, 1932.
60. KOCH A. Zur Verbreitung der Congerien- und Cerithienschichten in Siebenbürgen. *Erd. Muz. Cluj*, 1876.
61. — Übersicht über die Ursäugetiere Siebenbürgens. *Földt. Közl.* Budapest, 1893.
62. — Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenb. Landesteile. Budapest, 1900.
63. KNER R. Fischabdrücke von Vale Scobinos bei Korniczell (= Cornățel) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* Viena, 1867.
64. LAȚIU V. Contribuțiuni la studiul petrogenetic al bazaltului cu incluziuni exogene de la Racășul de Jos. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XIII. București, 1928.
65. LAZĂR V. Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens des siebenb. Beckens vorgenommenen Untersuchungen. Bd. II. Budapest. *Kgl. ung. Finanzministerium*, 1913.
66. LERICHE M. Les poissons éocènes de la Belgique. *Mém. Musée d'Histoire Nat. de Belgique*. Bruxelles, 1915.
67. LOBONȚIU E. și ATANASIU I. Comunicare preliminară asupra geologiei regiunii Borsec și Bilbor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. IX. București, 1926.
68. LOBONȚIU E. și SELEGIAN V. Asupra problemei sării în Transilvania. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. VIII. București, 1926.
69. LÓCZY L. Untersuchungen nach Kalisalz und Petroleum in Siebenb. 1911.
70. LÓCZY L. jun. Zur Kenntnis der Gosau- und Flyschbildungen des Aranyostales. *Földt. Közl.* XLVII. Budapest, 1917.
71. LÖRENTHEY I. Die pontische Fauna von Galt (= Ungra) und Hidegkut (= Fintina) im Gr. Kokelburger Komitat (Jud Tîrnava Mare). *Orv. Term. Tud. Ert.* Cluj, 1893.



72. MARTONNE EM. Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie. *Revue de Géographie*. T.I. Paris, 1907.
73. MRAZEC L. Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Științe*, An. V. București, 1897.
74. — Sur les schistes cristallins des Carpathes Méridionales. *C. R. Congrès Intern. Vienne*. Viena, 1903.
75. — et JEKELIUS E. Aperçu sur la structure du Bassin Néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. Guide des excursions. *Ass. p. l'avancement de la Géologie des Carpathes*. București, 1927.
76. — Considérations sur l'origine des dépressions internes des Carpathes roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* I. București, 1932.
77. — Sur le diapirisme. Les Carpathes et l'avant-pays. *Service géologique des Carpathes*. Warszawa, 1935.
78. — Sur les gisements de gaz naturel de la Cuvette transylvaine. *Service géol. des Carpathes*. Warszawa, 1935.
79. MURGOCI G. Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. *C. R. Ac. Sc.* Paris, 1905.
80. NEUGEBOREN L. Die vorweltlichen Squalidenzähne aus dem Grobkalke bei Portsesd. *Archiv. des Siebenb. Ver. f. Landeskunde*. Bd. IV. Heft 2—3. Sibiu, 1850—1851.
81. — Bemerkungen über die fossilen Fische von Szakadat (Săcădate). *Herm. Ver.* III, 1851.
82. NOPCSA F. Zur Geologie der Gegend zwischen Gyula-Fehérvár (Alba Iulia) etc. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. R.-A.* Bd. XIV, Budapesta, 1905.
83. ONCESCU N. Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din Jud. Odorhei. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. XXXVI. București, 1952.
84. PAPP S. Beiträge über d. geol. Verhältnisse des Gebietes zwischen den Flüssen Maros und Nagyökölö und der Umgebung des Salzbrunnens von Szt. Ágnota (= Agnita). *Kgl. ung. Finanzministerium*. Vol. I-II. Budapesta, 1911—1913.
85. PAUCĂ M. Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.* București, 1935.
86. — Le bassin néogène de Beiuș. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVII. București, 1932.
87. PASCU R. Carierele și apele minerale din jud. Tîrnava Mare. *Studii Techn. și Econ. Inst. Geol. Rom.* Vol. VI, fasc. 5. București, 1927.
88. PÁLFY M. Über die Schichten der Oberen Kreide in der Umgebung von Szászcor (Săscior) und Sebeskely (Sebeșel). *Földt. Köz.* Vol. XXXI. Budapesta, 1901.
89. — Die oberen Kreideschichten in der Umgebung von Alvinez (= Vințul de Jos). *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. A.* Bd. XIII. Budapesta, 1902.
90. — Die Faltungen der Becken mit Betracht auf die Antiklinalen des Siebenb. Beckens. Koch Gedenkbuch. Budapesta, 1912.
91. PAVAY-VAJNA FR. Die tektonischen, stratigraphischen und morphologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Erzsébetvaros (Dumbrăveni), Héjasfalva (Vinători), Fogaras (Făgăraș), Rukkor (Rucăr). *Kgl. ung. Finanzministerium*. Budapest, 1913.
92. — Die tektonischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Kiskapus (Copșa Mică) und Rukkor (Rucăr). *Földt. Köz.* Budapest, 1917.
93. — Die Faltungsursachen des siebenb. Beckens. *Bány és Koh. Lapok*, XLVIII, Nr. 19. Budapesta, 1915.
94. PHLEPS O. Vorarbeiten zur Ermittlung der Grundwasserverhältnisse der Stadt Hermanstadt. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss. in Hermanstadt*. 43. B, 1894.
95. — Über das Skelett eines weibl. Bison priscus Boj. sowie andere Bison- und Bosresten aus dem Diluvium Siebenbürgens. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1906.



96. PHLEPS O. Bericht über die Resultate der bisher zur Erforschung des Erdgasvorkommens des siebenb. Beckens vorgenommenenen Untersuchungen. II. Budapest, 1913
97. — Durchforschung des Zibingebietes bei Talmatsch (Tălmaci) nebst einem Verzeichnisse der dort gesammelten Pflanzen (C. Henrich). *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss. in Hermanstadt*. B. 43. 1894.
98. POŠEPNY F. Schichtung des siebenbürgischen Steinsalzes. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1867.
99. — Studien aus Jem Salinargebiet Siebenbürgens. *Jahrb. d. k. k. geol. R.-A.* XIII 1867.
100. — Anhydrit im Steinsalz von Vizakna (Ocna Sibiului) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* 1869.
101. PRIMICS G. Die geologischen Verhältnisse der Fogorätscher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. *Mitt. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.* Bd. VI. Budapest 1885.
102. REINHARD M. Șisturile cristaline din Munții Făgărașului. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. 1911.
103. REUSS A. Palaontologische Beiträge. 6. Über ein neues Vorkommen von Congerenschichten in Siebenbürgen, *Sitzungsber. d. k. k. Akad. der Wissensch. in Wien*. I. Abt. 1868.
104. ROTH C. Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Kohalom (= Rupea). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapest, 1908.
105. ROTH L. TELEGD. Geolog. Aufbau d. siebenb. Beckens in der Umgebung von Segesvar (= Sighișoara), Apold, Jazabfalva (= Iacobeni), Rozsinda (= Ruja), Almakerék (Mălinciov) und Danos (= Deneș). *Jahresb. d. k. ung. geol. R.-A.* Budapest, 1912.
106. SAWICKI L. Morphologie Siebenbürgens. *Bull. Internat. de l'Acad. des Sciences de Cracovie*.
107. SCHMIDT O. Neue Beobachtungen über das Vorkommen von Oligozän und Burdigalian am Südostrande des siebenb. Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. I. București, 1932.
108. SCHNELL P. Chemische Analyse der Salzsoolen von Visakna (Ocna Sibiului). *Herm. Ver.* VII, 1856.
109. SCHUSTER M. Die Schlammquellen und Hügel bei den Reussener (= Ruși) Teichen. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss.* XXXII. Sibiu, 1882.
110. SCHRETER Z. Die stratigraphische Lage der sarmatischen Schichten in Ungarn. Koch Gedenkbuch. Budapesta, 1911.
111. SCHWEINITZ I. Über Fucoidenschiefer und Petrefacten von Korniczel. *Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwiss. zu Hermanstadt*, XVII. 1866.
112. — Fossile Pflanzen und Fische von Korniczel (Cornățel) in Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. R.-A.* XVI, 1866.
113. STEINDACHER. Eine fossile Strinsia von Szakadát (Săcădate). *Wiener Akad. Sitzungber.* Bd. 38, 1859.
114. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpathes Méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1933.
115. STUR D. Beiträge zur Kenntniss der Flora des Süßwasserquarzes der Congerien- und Cerithiensichten im Wiener- und ungarischen Becken. Fossile Flora von Thalheim und Szakadat. *Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt.* Wien, XVII, 1867.
116. — Fossile Pflanzen von Vale Scobinos bei Korniczel (Cornățel) in Siebenbürgen. *Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.* 1867.
117. — Palaontologische Findlinge der Siebenbürgischen Steinsalzablagerungen. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss. in Hermanstadt*, XX, B, 1869.



118. SZÁDECZKY J. Tuffstudien in Siebenbürgen I, II, III, *Múz. Füz.* Cluj. 1914—1917
119. TOTH M. Über die Basalte Siebenbürgens. *Földt. Közl.* Budapesta, 1875.
120. TÖRÖK Z. Cercetări geologice în Jud. Tîrnava Mare. Sighişoara, 1933.
121. VANCEA A. Geologische Untersuchungen im West-Südwestlichen Gebiete des siebenb. Beckens. *Bul. Soc. Rom. Geol.* Vol. V. Bucureşti, 1942.
122. VENDL A. Das Kristallin des Sebeser- und Zibingebirges. *Geologica Hungarica.* IV. Budapesta, 1932.
123. VITÁLIS ST. Beiträge zum geol. Aufbau des südöstl. Teiles d. siebenb. Beckens. *Kgl. ung. Finanzministerium*, Budapesta, 1913.
124. VOITEŞTI I. P. Noţiuni de geologia zăcămintelor de sare. *Rev. Muz. Geol.-Min.* Vol. V. Cluj, 1934.
125. — Contribuţiuni la studiul faunei calcarului numulitic de Albeşti (Muscel). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. IV. Bucureşti, 1911.
126. VUTSKITS G. Über die Nummuliten Siebenbürgens. *Örv. term. Tud. Ertelit.* Vol. V. Cluj, 1883.
127. WACHNER H. Einige Bemerkungen über die Galter Bazaltbreccie und das Alter der Bazaltvulkane am Altknie. *Verh. u. Mitt. d. siebenb. Ver. f. Naturwiss.* Sibiu, 1909.
128. — Bericht über Studien in der Umgebung von Alsárakos (Racoşul de Jos). *Ibid.* 1914.
129. — Rutschungen und Schlammvulkane im Siebenbürgischen Tertiärbecken. *Geographische Zeitschrift Leipzig.* Vol. XXI. Lipsca, 1915.



CERCETARI GEOLOGICE ȘI PETROGRAFICE IN MUNȚII SEBEȘ

DE
L. PAVELESCU

TABLA DE MATERII

Morfologia	368
A) Orografia	368
B) Hidrografia	369
Istoric	370
Descrierea geologică și petrografică	372
I. Șisturile cristaline	372
A) Seria șisturilor cristaline de tip epizonal	373
1. Faciesul cloritos	373
2. Faciesul cuarțos	375
3. Faciesul calcaros	376
B) Seria șisturilor cristaline de tip mesozonal	377
1. Faciesul micaceu	377
a) Micașisturile cu biotit	378
b) Micașisturile cu granați	380
c) Micașisturile cu disten	381
d) Micașisturile cu staurolit	383
e) Micașisturile cu turmalină	383
f) Micașisturile cu hornblendă	384
g) Cuarțitele biotitice	385
2. Faciesul feldspatic	386
a) Paragneisele	386
b) Gnasele mixte	387
α) Gnasele mixte muscovitice	388
β) Gnasele mixte biotitice	389
γ) Gnasele mixte cu două mize	391
c) Gnasele de injecție	393
α) Gnasele de injecție cu structură lenticulară	393
β) Gnasele oculare	395



γ) Gnasele aplitice	396
δ) Gnasele granitice	398
d) Pegmatitele	400
3. Faciesul amfibolic	401
a) Amfibolitele biotitice	402
b) Amfibolitele cu epidot și zoizit	403
c) Amfibolitele cu granați	404
d) Amfibolitele cu piroxeni	406
e) Gnasele amfibolice	406
f) Eclogitele	408
C) Șisturi cu silicați de fer și mangan	408
D) Considerațiuni generale asupra șisturilor cristaline	408
II. Rocle eruptive	410
A) Rocle ultrabazice	410
1. Dunitele	412
2. Wehrlitele	414
3. Schriesheimitele (peridotite hornblendice)	417
4. Hornblenditele	420
a) Grammatitele	421
b) Hornblenditele propriu zise	422
B) Rocle metamorfice legate de masivele eruptive ultrabazice	424
1. Serpentinitele apodunitice	424
2. Serpentinitele apoperidotitice	426
3. Șisturile cu tremolit	427
4. Șisturile talcoase	428
5. Clorititele	428
6. Granatitele	429
7. Șisturile biotitice cu epidot	430
C) Concluzii genetice asupra rocilor ultrabazice și a serpentinitelor	431
D) Porfirele cuarțifere	435
III. Depozitele sedimentare	440
Tectonica generală a Munților Sebeș	441
Bibliografie	447

Regiunea cercetată cuprinde partea mediană și de nord a Munților Sebeș. Spre nord ea este delimitată de o linie ce trece prin Orăștie—Cugir—Răchita—Cacova—Cărpiniș—Gîrbova—Tilișca—Poplaca; spre est, Valea Muntelui; spre sud de o linie ce trece prin Vf. Cindrelului—Pietrile Albe—Aușelul—confluența Văii Sasului cu Valea Pietrosului—Luncani; spre vest, Greble—Costești—Ludești—Sibișel—Romașel—Cugir.

MORFOLOGIA

A) OROGRAFIA

Examinînd într-un mod cu totul general repartitia înălțimilor în cuprinsul masivului muntos al Munților Sebeș și ținînd seama de aspectul unităților morfologice, se pot distinge următoarele grupe de culmi mai importante:



- a) Un grup în zona axială a Munților Sebeș, a căror înălțimi trec de 1800 m;
- b) Un grup cu înălțimile cuprinse între 1600 — 1800 m dispus sub formă de două zone situate de o parte și alta a zonei axiale. Una, la nord, dezvoltată mai larg și alta, la sud, mai îngustă și mai abruptă;
- c) Un al treilea grup format din două zone care sînt dispuse aproximativ simetric față de zona axială și cuprind înălțimile ce variază între 1400 — 1700 m;
- d) Ultimul grup care are înălțimile cuprinse între 1200 — 1400 m, formează bordura acestor munți.

a) *Zona axială*, care este formată din vîrfurile cele mai înalte (Cindrelul, Serbota Mare, Oașa, Smida Mare, Vîrful lui Petru, Surianul, Pîrva, Dealul Negru, Mlăcile și Steaua Mare), prezintă aspectul unei peneplene în care se disting o serie de platouri importante, cum este: platoul Frumoasa—Gungurezul—Oașa, avînd o lungime de cca 8 km și o lățime de cca 2 km; platoul Surianul—Pîrva—Comarnicelul, în lungime de cca 6 — 8 km și o lățime de cca 500 — 900 m și platoul Dealul Negru—Mlăcile—Șinca—Bătrîna. Această importantă peneplenă care constituie de fapt osatura Munților Sebeș este orientată est—vest; formează marile goluri de munte și cumpăna rețelei hidrografice, fiind tăiată transversal, doar numai de Rîul Sebeș între Oașa și Vîrful lui Petru.

b) *Zonele cu înălțimile cuprinse între 1600 — 1800 m* au aspectul de terase și sînt dispuse paralel și simetric față de zona axială și prin aspectul lor ar aparține tipului morfologic Borăscu (EMM. DE MARTONNE). În general culmile care fac parte din aceste zone sînt împădurite cu brad și fag.

c) *Zonele cu înălțimile cuprinse între 1400 — 1600 m*, amintesc deasemenea forma de terasă și ar aparține tipului morfologic Rîu Șes (EMM. DE MARTONNE).

Ținînd seama de dispoziția zonelor amintite mai sus, rezultă că Munții Sebeșului reprezintă, în general, o unitate morfologică peneplenizată sub formă de terasă orientată est—vest.

În afară de eroziunea generală care este foarte pronunțată în Munții Sebeșului, trebuie să amintim cu această ocazie și existența numeroaselor urme ale acțiunii ghețarilor.

În general, urmele glaciațiunii sînt vizibile în deosebi pe versantele nordice ale marilor înălțimi cum sînt cele de la Cindrelul și Surianul. Aici între alte efecte se observă circuri glaciare în fundul cărora s-au păstrat lacuri (iezere) glaciare cum sînt cele două iezere de sub Cindrelul și iezerul de sub Surianul.

B) HIDROGRAFIA

Rețeaua hidrografică este destul de mare. Ea este însă tributară cel puțin în regiunea cercetată, Rîului Sebeș, Rîului Cugir, Rîului Strei și Rîului Cibin.

Rîul Sebeșului este cel mai important rîu dintre toate cursurile de apă din Munții Sebeșului, atît prin lungimea sa (cca 80 km), cît și prin debitul

său de apă destul de mare și constant. Prin afluentul său, Rîul Frumoasa, el strînge apele de sub Culmea Cindrelului. Dela izvor și pînă la Sălanelle el curge spre sud-vest printr-o vale liniștită și bogată în meandre, apoi își îndreaptă cursul spre nord și se varsă în Mureș în apropiere de Alba Iulia. Între Oașa și Săscior, curge printr-o vale foarte prăpăstioasă, formînd doar cîteva lărgituri mai mari unde s-au adăpostit satele Sugag, Laz și Căpîlna. El drenează majoritatea apelor din partea centrală a acestor munți, primind afluenți pe ambele părți, dintre care menționăm cîteva dintre cei mai importanți: Rîul Pogoana, Rîul Martinii, Rîul Cibanal, Rîul Bistra, Rîul Dobra, etc.

Rîul Cugirului se desface chiar la Cugir în două văi: Rîul Mare și Rîul Mic.

Rîul Mare izvorăște de sub culmea Vîrful lui Petru—Surianul, curge spre nord și primește pe stînga și pe dreapta o serie de afluenți destul de mari dintre care menționăm numai Rîul Boșorog.

Rîul Mic izvorăște de sub Culmea Bătrîna—Scîrna și primește și el pe ambele părți o serie de afluenți destul de mari.

Rîul Streiului are un curs foarte mare. Prin afluentul său, Rîul Pietrosul, izvorăște de sub Culmea Sinca—Mlăcile—Dealul Negru, și primește în regiunea noastră Valea Sasului, Valea Jigureasa, Rîul Grădiștea, Rîul Sibișel, etc.

ISTORIC

Primele cercetări geologice în Munții Sebeșului au fost făcute de: DIONISIUS STUR (1860). În 1869, HOFFMANN a făcut o ridicare geologică pe lîngă multele din Munții Carpați și a Munților Sebeș. În « Geologia Transilvaniei » a lui F. HAUSER și G. STACHE, apărută în 1863, se găsesc și unele date geologice însă numai tangențial se atinge geologia Munților Sebeș.

În anul 1884, BÉLLA V. INKEY a reluat lucrările lui HOFFMANN, pe care le-a continuat. Aceste lucrări au servit Institutului Geologic Maghiar la editarea hărților geologice la scara 1 : 75.000. În harta pe care a scos-o, în ce privește regiunea noastră, el nu dă alt detaliu decît acela că clasează șisturile cristaline din Munții Sebeș la șisturile cristaline ale grupului inferior, iar în acestea, în partea de nord a acestor munți, trasează o zonă continuă de calcare cristaline, începînd de la Rășinari și pînă la Dealul Tonii, iar în partea de nord-vest în regiunea Cugirului, menționează o serie de intercalații de cuarțite și granite, denumindu-le dyke-uri și cîteva intercalații de serpentine.

Între anii 1884 — 1889, BÉLLA V. INKEY, în lucrarea sa de ansamblu asupra Alpilor Transilvaniei, prezintă o clasificare în trei grupe a rocilor cristaline, care constituie acești munți. Din punct de vedere tectonic acesta stabilește în Carpații meridionali existența a patru zone tectonice principale. Aceste zone sînt alcătuite alternativ din șisturile cristaline ale grupurilor III și II BÖCKH.



Urmărind de la est la vest dezvoltarea celor patru zone tectonice, INKEY observă că ele se desfac în două fascicule: fascicola nordică, compusă din zona 1 și 2, din care fac parte și Munții Sebeșului, se îndreaptă spre vest—nord-vest, și fascicola sudică, compusă din zonele 3 și 4, se îndoaie spre vest—sud-vest.

O ridicare geologică mai detaliată la scara 1 : 25.000, s-a început de abia în anul 1904. Ea a fost executată de J. HALAVÁTS, care a trasat numai limita Cristalinului cu depozitele sedimentare de la sud de Sebeș Alba.

În anul 1905, NOPCSA a publicat o lucrare asupra geologiei regiunii cuprinsă între Alba Iulia—Deva—Rusca Montană și vechea graniță. În această lucrare, NOPCSA descrie în Munții Sebeș pe lângă o serie de micașisturi, o serie de gnaise, amfibolite, serpentine și cuarțite. Harta care o prezintă nu aduce nici un aport în plus față de harta lui HOFFMANN.

O lucrare de petrografie mai amănunțită asupra Munților Sebeș se datorește lui A. VENDL. Lucrarea a apărut în 1932; ea cuprinde în deosebi numeroase analize chimice și microscopice, însă cu totul disparate, iar autorul nu trage nici o concluzie asupra geologiei, relațiilor între diferite complexe ale șisturilor cristaline ca și asupra tectonice, decât într-un mod cu totul sumar.

În schița de hartă, care este anexată la această lucrare, el deosebește în partea de nord și de sud a Munților Sebeș, zone de gnaise șistoase cu numeroase intercalații de pegmatite și gnaise granitice cu biotit și cu amfiboli, iar în zona mediană, micașisturi cu granat, uneori cu staurolit, disten și turmalină cu intercalații de pegmatite, serpentine, peridotite, piroxenite și minereuri de mangan și fier.

Acest autor deși consideră în afară de orice discuție apartenența acestui masiv cristalin la grupul I (MRAZEC), el îl separă sub denumirea de « Cristalinul Sebeșului » pentru a ține seama de faptul că dezvoltarea și caracterul Cristalinului grupului I nu este identică în toți Carpații meridionali.

În ce privește lucrările de ansamblu asupra Carpaților meridionali în care se încadrează genetic și tectonic și spațiul ocupat de Munții Sebeșului, menționăm lucrările clasice ale lui L. MRAZEC (în ce privește clasificarea șisturilor cristaline din Carpații meridionali) și ale lui G. MURGOCI (în ce privește tectonica Carpaților meridionali).

Mult mai târziu, în anul 1929, A. STRECKEISEN și O. SCHMIDT au confirmat existența Pinzei Getice a lui MURGOCI pe care au denumit o « Cristalinul Lotrului », care încalecă peste Authoton denumit de ei « Cristalinul Parîngului ». De asemenea, acești autori au precizat și rolul seriei sedimentare, care este prinsă între cele două grupuri.

În anul 1939, ȘTEFAN GHICA a publicat o lucrare asupra Carpaților meridionali centrali, în care se referă și la regiunea Sebeșului, pe care o leagă cu regiunile învecinate mult mai bine studiate. Cu această ocazie d-sa descrie o succesiune de șisturi cristaline de-a lungul Văii Sebeșului după gradul lor de metamorfism. Astfel, dela sud spre nord d-sa deosebește 6 zone și anume:

- a) Zona paragneiselor cu sillimanit de la Ștefanu și Salanele;
- b) Zona paragneiselor cu granați de la Negovan și Virful lui Petru. De fapt în această zonă d-sa reunește toate rocele cu granați, staurolit și disten;
- c) Zona micașisturilor cu biotit din Valea Bistra;
- d) Zona gnaiselor oculare de la Sugag, gnaise pe care le paralelizează cu cele de pe Valea Dobra, Valea Cîbinului și Valea Stesii;
- e) Zona calcarelor cristaline și a paramfibolitelor de la Cetățuia Căpîlnii în care se găsesc bancuri paralele de porfire cuarțifere interstratificate printre filitele cu clorit;
- f) Zona gnaiselor oculare de la Laz.

Cu această ocazie menționăm și lucrarea de doctorat a lui K. MÖCKEL, asupra petrografiei regiunii de la sud de Rășinari, și sinteza asupra Carpaților meridionali a lui STRECKEISEN.

În anul 1950, Comitetul Geologic și-a reluat cercetările în Munții Sebeș, prin studii mai sistematice și mai detaliate, a căror rezultate au fost concretizate printr-un raport al geologului N. MIHAILOVICI (1951) și raportul de ansamblu al cercetărilor din Munții Sebeș al subsemnatului, din 1953.

Cu ocazia aceasta menționez și ridicările la scara 1 : 10.000 făcute în anul 1952 în zona Dealul Bretan de geologii NOVEANU și LUPEA precum și lucrările de eșantionare și cartare la scara 1 : 5.000 a corpurilor de serpentine, executate în anul 1953, de către geologii NOVEANU, LUPEA, CONSTANTINOF, DĂSCĂLESCU SILVIA.

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ

Formațiunile geologice care iau parte la alcătuirea regiunii cercetate se pot grupa în 3 unități mari:

- I. Șisturi cristaline,
- II. Roce eruptive,
- III. Depozite sedimentare.

I. ȘISTURILE CRISTALINE

Șisturile cristaline ale Munților Sebeș fac parte din șisturile cristaline ale domeniului getic și constituie fundamentul general al regiunii. Ele sînt constituite dintr-o succesiune de depozite sedimentare foarte variate, care au fost intim asociate și apoi metamorfozate în diverse condiții de metamorfism regional. Este posibil cartografic să se deosebească zone largi în care caracterul petrografic este dominat de preponderența rocilor cuarțoase, a rocilor sericito-cloritoase, a rocilor calcaroase, a micașisturilor, a gnaiselor sau chiar a amfibolitelor.

Această posibilitate cartografică a permis să se separe în primul rînd o serie de roce slab metamorfozate sericito-cloritoase, șisturi cuarțitice și calcare



cristaline, roce asemănătoare cu cele de tip epizonal și o serie de roce cuarțitice, micașturi și gnaise, roce de tip mesozonal.

Șisturile cristaline de tip epizonal apar în deosebi pe rama de nord și vest a Munților Sebeș, pe o zonă destul de restrânsă, în timp ce cele de tip mesozonal ocupă cea mai mare parte din suprafața cercetată.

Către nord șisturile cristaline sînt acoperite de depozitele sedimentare cretacice și miocene ale Bazinului Transilvaniei, iar în partea de sud a regiunii cercetate, ele suportă o serie de petece de depozite tithon-neocomiene și ceno-maniene.

În sectorul nordic, în deosebi pe înălțimile mai mari se mai întîlnesc o serie de petece de dimensiuni reduse de pietrișuri pliocene.

A) SERIA ȘISTURILOR CRISTALINE DE TIP EPIZONAL

Aceste șisturi se dezvoltă mai ales în partea de nord a Munților Sebeș și se pot urmări dela vest spre est începînd dela Romașel și pînă la Poplaca. În sectorul Cugirului, ocupă Culmea Vf. Fetii și trec în Valea Cugirului Mic. Din Valea Cugirului Mare spre est, aceste șisturi cristaline nu mai formează o zonă unitară, ci apar ca niște intercalații printre șisturile cristaline de tip mesozonal și astfel dela sud spre nord se desfășoară o fișie între D. lui Bucur pînă spre D. Tonii, a doua fișie cuprinde Vf. Hodinilor și se unește cu cea de sud tot în D. Tonii apoi alte patru fișii mai spre nord pînă la limita cu depozitele sedimentare. Spre est de Valea Tonii, în partea de nord, aceste șisturi cristaline suportă gnaisele oculare, iar spre sud urmăresc o linie ce trece pe la D. Cornetul, D. Varului, Cărpiniș, Poplaca. Sub formă de intercalații mai mici se mai întîlnesc astfel de roce pe Valea Rece și pe Valea Sebeșului la nord de confluența acestei văi cu Valea Nedeiului.

În complexul acestei serii de șisturi cristaline de tip epizonal s-au putut separa următoarele faciesuri petrografice: faciesul cloritos, faciesul cuarțos și faciesul calcaros.

1. FACIESUL CLORITOS

Roclele din acest facies sînt foarte heterogene și sînt constituite din: clorit, sericit, cuarț, grafit, calcit, albit, etc. în proporții foarte variabile. Structura rocelor este de asemenea foarte variabilă, prezentînd treceri gradate de la tipuri net filitice la cele lepido-granoblastice.

Aspectul macroscopic al acestor roce nu trădează nimic deosebit în alcătuirea lor. Sînt roce verzi, foarte șistoase, uneori destul de frămîntate și păstrează această înfățișare generală în toate aparițiile. Culoarea variază în tonuri mai închise sau mai deschise, fiind în funcție atît de cantitatea de sericit-muscovit, pe care o conțin cît și de variația cantității de cuarț. Prezența sericitului și dezvoltarea mai largă a lamelelor sale, contribuie la cîștigarea unor tonuri mai deschise de verde și determină un aspect mai lucios și mai satinat



în cazurile cînd este în cantitate mai mare, deschide și el culoarea roci și se ajunge astfel uneori la roce albicioase și foarte șistoase în care cuarțul și muscovitul sînt preponderente. Frămîntarea rocilor se poate observa atît în mare, cît și la scara centimetrilor. Creșterea puterii metamorfismului se manifestă prin apariția biotitului, ce nu e vizibil decît atunci cînd lamelele sale iau o dezvoltare mai mare. Totdeauna biotitul determină închiderea culorii generale care însă în primele stadii rămîne tot verde. Veritabile șisturi cu biotit devin negricioase sau în orice caz prezintă o alternanță în care negrul predomină. În acest caz roca devine și mai compactă.

După predominanța unora sau altora din mineralele principale menționate mai sus se deosebesc următoarele tipuri de roce:

Filite sau șisturi cloritice; filite sau șisturi grafitice, filite sau șisturi sericite, șisturi sericito—cuarțitice și șisturi clorito-sericito-cuarțitice.

Acestea din urmă sînt rocele predominante și formează fondul faciesului cloritos, iar celelalte, nu sînt altceva decît niște intercalații foarte fine sau faciesuri de tranziție între diverse tipuri de roce din faciesul cloritos sau între acest facies și cel cuarțos. De aceea ne vom rezuma numai la descrierea șisturilor clorito-sericito-cuarțitice.

Compoziția mineralogică și dimensiunile în milimetri:

Plagioclaz	7 —11%	0,07—0,6 mm
Cuarț	1 —39%	0,05—0,1 »
Clorit	16 —40%	0,02—0,1 »
Sericit	8 —32%	0,01—0,06 »
Epidot	0,5— 5%	0,02—0,05 »
Apatit	sub 1%	0,02—0,04 »
Zircon	» 1%	0,01—0,04 »
Minereu	0,5— 4%	0,01—0,5 »
Calcit	0,1— 0,6%	0,02—0,1 »

În aceste roce, cuarțul apare în granule mici de ordinul zecimilor de mm. Cristalele mai mari de 0,2 mm încep să formeze un aspect mai grăunțos al roci. În general, granulele de cuarț nu arată o preferință pentru formele alungite, ci se prezintă de cele mai multe ori echidimensionale cu o oarecare tendință de zdrobire mai accentuată după o anumită direcție și acest lucru se observă mai ales la cristalele mai larg dezvoltate. În aceste cazuri raportul celor două dimensiuni în planul perpendicular pe cel al șistozității și în direcția acestuia este de 1:2 și 1:3, excepțional trecînd peste aceste cifre. Se pare că mai mult decît în privința formei, în cea a orientării optice, cristalele de cuarț prezintă o dezvoltare preferențială, aceasta nu este decît o apreciere calitativă.

Raportul cantitativ (clorit + muscovit sau sericit sau chiar grafit): cuarț în mod normal totdeauna e de partea cuarțului. Există însă, cazuri în care cuarțul este quasi absent, roca reducîndu-se la o asociație de clorit și sericit sau grafit sau chiar muscovit.



Raportul clorit : sericit sau grafit poate înclina și pe o parte și pe alta, de cele mai multe ori, însă, cloritul predomină. Cloritul apare în lamele mici incomplet formate. De multe ori ele au conture neregulate vădind prin aceasta intensitatea mică a procesului de metamorfism. Același lucru îl dovedește și slaba lui individualizare din punct de vedere optic; în această formă el este aproape complet izotrop. Lamelele mai mari sînt de clinoclor cu un pleocroism destul de accentuat n_p = galben pal; n_g = verde. Calcitul, sub formă de granule uneori bine individualizate sau formînd aglomerațiuni este rezultatul a două generații de carbonatare. Granulele care provin din prima generație sînt formate probabil pe seama compoziției rocei sedimentare și sînt mai larg dezvoltate, în timp ce cele care provin din circulația ulterioară a soluțiunilor carbonatate căptușesc diaclazele rocilor sub formă de filonașe fine sau formează aglomerațiuni. Sericitul (muscovitul) apare în lamele mici neregulate în asociație paralel concrescută cu cele de clorit. Atît sericitul cît și muscovitul au lamele riguros orientate în șiruri paralele, astfel că șistozitatea rocei este bine evidențiată. În unele cazuri atît lamelele de sericit sau muscovit, cît și cele de clorit sînt larg dezvoltate; concreșterile între lamele nu mai sînt frecvente întrucît ele formează fișii bine individualizate. Se pare că în aceste stadii de individualizare, cloritul trece în pennin. Frământările rocei în aceste cazuri sînt foarte evidente: un sistem de lamele ajunge să aibă două, trei schimbări de direcție. În această formă a rocei cuarțul și cloritul + sericit + muscovit formează strate sau pături deosebite. În unele din aceste roce prin scăderea cantității cloritului pînă la totala lui dispariție, apare grafitul sub formă de pulbere acoperind complet imaginea rocei sau sub formă de solzișori fini. Aceștia formează uneori agregate alungite în direcția șistozității rocei și sînt asociate intim cu cele de sericit dînd astfel naștere la filite sau șisturi grafitoase.

În alte tipuri de roce pe măsura scăderii cantitative a cloritului, crește cantitativ sericitul, dînd astfel naștere la șisturi sericitoase.

2. FACIESUL CUARTOS

Acesta are o răspîndire destul de redusă în regiunea noastră și se întîlnește sub formă de intercalații mici începînd de la Valea Dobra și pînă spre Cugir.

În acest facies compoziția mineralogică și dispoziția structurală a rocilor sînt foarte variate. El se caracterizează prin abundența sau chiar predominanța cuarțului.

Cuarțul apare în aceste roce în asociație cu muscovit, clorit, albit și biotit. După raportul dintre cuarț și mineralele micacee deosebim următoarele tipuri de roce: cuarțite, șisturi cuarțito-biotito-muscovitice și filite cuarțito-sericitice sau cloritice.



Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Cuarț	30—93 %	0,2 —2 mm
Albit	5— 9 %	0,3 —0,8 »
Biotit	1— 6 %	0,02—0,1 »
Clorit	0— 3 %	0,02—0,1 »
Muscovit	1—11 %	0,06—1,5 »
Sericit	0— 9 %	0,01—0,06 »
Rutil	sub 0,1 %	0,02—0,05 »
Zircon	» 0,1 %	0,01—0,03 »
Calcit	» 1 %	0,05—0,01 »
Apatit	» 0,1 %	0,03—0,06 »
Turmalină	» 0,1 %	0,05—0,08 »
Microclin	» 1 %	0,07—0,09 »

Roclele sînt de culoare albă cu o ușoară nuanță verzuic, se prezintă sub formă de intercalații în complexul cloritic. Intercalațiile au dimensiuni variind de la cîțiva centimetri la cîteva zeci de metri. Roclele prezintă în general o structură granoblastică, o textură masivă și sînt constituite în cea mai mare parte din cuarț. Granulele de cuarț ating uneori un diametru de 2 mm, sînt rotunjite și prezintă o puternică extincție unduloasă. Prin predominanța granulelor de cuarț, omogenitatea și intima lor asociație cu celelalte minerale constitutive, rocile se prezintă uneori ca niște roce monominerale.

Subordonat granulelor de cuarț, se observă în procente variabile, solzișori de sericit, clorit, granule de microclin, albit, rutil, zircon și calcit.

Uneori structura este fin granoblastică-lepidoblastică iar textura paralelă. Datorită sericitului, care apare în deosebi pe suprafețele de șistozitate și mai ales cînd apare în pături unduloase în asociație cu muscovitul, se imprimă rocei o structură lepidoblastică tipică și o textură paralelă sinuoasă. Atunci cînd mineralele micacee apar cantitativ din abundență sau chiar predomină, ele formează pături compacte prin care se ivesc granulele de cuarț în cuiburi sau zone.

Albitul este frecvent maclat polisintetic și conține 3—11% An.

În varietățile mai bogate în sericit se întîlnește în mod sporadic: turmalină, titanit și rutil.

3. FACIESUL CALCAROS

Între zona larg dezvoltată a rocilor mesozonale și depozitele sedimentare ale Bazinului Transilvaniei se desprinde o zonă, de direcție est—vest, nord—est—sud—vest, de calcare cristaline. Urmărindu-le de la vest spre est avem: calcarele de la Romașel, D. Tomnatec, Dealul Tonii, Valea Sebeșului, Dealul Varului, și localitățile Dăbîrca, Poplaca și Rășinari.

Calcarele apar sub formă de lentile sau strate intercalate printre șisturile cristaline epizonale. Cristalinitatea lor este destul de bine marcată, încît chiar cu ochiul liber se văd uneori cristale larg dezvoltate de calcit. În secțiuni subțiri



se observă un agregat cu structură mozaicală, format din granule de calcit izometrice, maclat polisintetic. În acest agregat de calcit apar și unele granule de cuarț rotunjite (1—8%), solzi sporadici de sericit, muscovit și clorit.

B) SERIA ȘISTURILOR CRISTALINE DE TIP MESOZONAL

Spre sud de seria șisturilor cristaline de tip epizonal, începînd din dreptul satului Romașel, pe la sud de Strugarul, nord de Sugag, Tilișca și sud de confluența Văii Dobra cu Valea Muntelui, apare seria șisturilor cristaline de tip mesozonal.

Această serie este caracterizată în deosebi prin metamorfozarea unui complex argilo-grezos, cu intercalațiuni de dimensiuni reduse de marne, care au dat naștere cuarțitelor, micașisturilor, paragnaiselor și amfibolitelor.

Aceste roce au suferit și unele injecțiuni aplito-pegmatitice, care au dat naștere la diverse tipuri de gnaise, pegmatite și aplitite.

Din punct de vedere al compoziției mineralogice, se pot distinge în general următoarele faciesuri: faciesul micaceu, faciesul feldspatic și faciesul amfibolic.

Rocile seriei de tip mesozonal prezintă o largă varietate de structuri și texturi, începînd de la structura blastopelitică și pînă la cea oculară și granitică tipică. Variațiile texturale merg de la cele șistoase perfect paralele sau unduloase, la cele neorientate și masive.

În general, rocile sînt destul de puternic frămîntate. Prin predominanța biotitului, ele au o culoare pestriță, ca la micașisturile biotitice, însă pe măsură ce crește cantitatea de feldspați și cuarț, ele se deschid la culoare și devin mai albicioase. Rocile în care predomină amfibolul și biotitul, prezintă culori închise, verzi-negricioase.

Trebuie să menționăm chiar de la început că rocile care au dat naștere la gnaise și amfibolite au fost sedimentate într-un regim bogat în carbonat de calciu.

1. FACIESUL MICACEU

Acest facies are o dezvoltare destul de largă între șisturile cristaline de tip mesozonal. Astfel întîlnim o zonă în partea de nord a regiunii și anume între Romașel—Vf. Voidean—Dealul Sasului și Dealul Bord, zonă care se continuă spre vest pe Valea Sebeșului la Sugag și Dealul Nedeiului — Rod și Tilișca.

O zonă mai larg dezvoltată se întîinește în regiunea Munților Bătrîna—Tomnatec—Paltina—Valea Cibanului și Culmea Frumoasa.

O a treia zonă se dezvoltă și mai la sud și anume în zona Scîrna—Steaua—Comărnicele—Vîrful lui Petru—Smida—Salanele—Piatra Albă—Steflești și Cristești.

Din cauza variației foarte mici a compoziției mineralogice, o clasificare a micașisturilor este foarte greoaie, întrucît există treceri continui între diferitele tipuri de roce.



Dacă luăm în considerare tabelul rezumativ de mai jos și extremele putem ajunge la următoarea clasificare:

- a) Micașisturi cu biotit;
- b) Micașisturi cu granați;
- c) Micașisturi cu disten;
- d) Micașisturi cu staurolit;
- e) Micașisturi cu turmalină;
- f) Micașisturi cu hornblendă;
- g) Cuarțite biotitice.

Limitele în care variază cantitatea procentuală a mineralelor principale de mai sus, sunt date în tabloul de mai jos.

	Plagi- oclaz %	Cuarț %	Mice %	Gra- nați %	Di- sten %	Stau- rolit %	Tur- malină %	Horn- blendă %
Micașisturi cu biotit . .	1—3	11—31	31—43	sub 1	—	—	sub 1	—
» cu granați . .	1—2	11—39	6—33	2—21	sub 1	sub 1	—	—
» cu disten . .	1—3	12—42	3—20	sub 1	5—96	sub 1	—	—
» cu staurolit . .	1—8	10—40	11—43	»	sub 1	3—10	—	—
» cu turmalină . .	sub 1	10—36	12—60	»	»	—	2—13	—
» cu hornblendă . .	1—4	7—37	3—40	»	»	—	—	1—9
Cuarțite biotitice	7—10	52—85	5—23	»	—	—	—	—

a) MICAȘISTURILE CU BIOTIT

În micașisturile cu biotit se pot urmări foarte ușor două fenomene bine distincte: pe de o parte, fenomenul de accentuarea metamorfismului, iar pe de alta, de retromorfism.

Procesul de formare a biotitului ca urmare a accentuării metamorfismului poate fi ușor urmărit. Ca fenomen caracteristic cu totul general, este de semnalat acumularea de substanțe feruginoase care vor intra apoi în alcătuirea sa. La început biotitul apare fără conture proprii, ca niște pete brune continuând să aibă același aspect ca și aglomerările de oxizi de fier, apoi proprietățile sale optice încep să se evidențieze. În momentul în care indivizii încep să adopte conturile caracteristice, plajele limonitice din opace devin birefringente.

În formele de trecere spre șisturi cu biotit, apare și albitul, la început în cristale rare, apoi din ce în ce mai frecvente. Dimensiunile cristalelor de albit sînt mai mari decît granulele medii de cuarț, nu formează, însă, niciodată porfiroblaste.

În procesul de retromorfism, se observă două variante: pe de o parte, biotitul trece în muscovit, iar pe de alta, în clorit.



În compoziția lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:			
Cuarț	16	—31%	0,06—0,1—1 mm
Biotit	31	—43%	0,03—0,9—2 »
Plagioclazi	1	—3%	0,06—0,1—0,8 »
Minerale accesorii și secundare:			
Clorit	0,5	—9%	0,02—0,9 mm
Minereu	0,2	—2%	0,01—0,08 »
Apatit	0,1	—0,6%	0,01—0,06 »
Zircon	0,03	—0,07%	0,01—0,05 »
Epidot	0,5	—4%	0,03—0,8 »
Minerale sporadice:			
Muscovit			0,06—1 mm
Turmalină			0,1 —0,8 »
Granat			0,6 —1 »
Calcit			0,06—0,8 »

Structura rocilor este lepidoblastică, iar textura paralel sinuoasă.

Cuarțul este, în general, microgrăunțos. Variația dimensiunilor sale determină aspecte deosebite. Există forme în care el are dimensiunile normale de 0,5 mm, ajungând pînă la 1 mm. Acestea sînt faciesurile mai grăunțose, care se disting adeseori și printr-o culoare generală mai albicioasă. În majoritatea cazurilor, însă, granulația cuarțului rămîne ca la șisturile cloritoase, observîndu-se uneori chiar o reducere cantitativă.

Biotitul se prezintă sub formă de lamele larg dezvoltate ce ajung să atingă dimensiuni în medie de 1 mm. În general, lamelele sale sînt dispuse paralel, iar orientarea lor este destul de accentuată și constantă pentru a determina o bună șistozitate a roci. Există însă și roci în care lamelele de biotit sînt dispuse divergent sau prezintă îndoiri. Frecvent, biotitul se prezintă într-o varietate brun-verzuie, cu pleocroism foarte accentuat pînă la galben-pal, cîte odată culoarea sa variază de la brun-roșcat la galben. De obicei, conține numeroase incluziuni de minereu, zircon și cuarț.

Plagioclazul este un oligoclaz acid și se întîlnește sub formă de xenoblaste proaspete, fin maclate, care conțin 9—15 % An. Într-un mod cu totul sporadic au fost întîlnite și micașisturi fără plagioclazi.

Muscovitul și cloritul sînt aparițiuni de ordin secundar. Prezența cloritului este mai generală, el găsindu-se cu regularitate în toate asociațiile acestor micașisturi; muscovitul însă, nu prezintă o regularitate în ce privește apariția lui, dar poate să apară uneori într-o cantitate excesiv de mare.

Variația cantitativă a acestor două minerale permite separarea mai multor tipuri de micașisturi cu biotit.

În zonele superficiale ale micașisturilor biotitice, apar micașisturile muscovitice. Prezența muscovitului și a cloritului nu schimbă nimic din caracterul

general al rocilor. În acest tip de rocă cuarțul apare mult mai masiv, sub formă de cristale de dimensiuni foarte variate și formează, în general, marea masă a roci; sau se dispune în zone sau pături compacte și numai arareori este grupat în cuiburi. Biotitul, cloritul și muscovitul formează straturi subțiri bine delimitate alcătuind în felul acesta o alternanță de pături de cuarț și minerale micacee.

Pe măsura creșterii intensității metamorfismului, asociației: biotit, cuarț și plagioclaz i se mai adaugă și epidotul. Acest tip de rocă reprezintă un stadiu de tranziție către micașisturile biotitice cu granați.

Faptul că aceste micașisturi cu epidot, deși sînt normale apar însă cu totul sporadic, trebuie explicat prin aceea că lipsește materialul necesar formării epidotului. Lipsa epidotului constituie un indiciu prețios asupra naturii rocilor sedimentare, ea arată că este vorba de rocă sedimentogenă săracă în calciu, care numai local au putut însă să aibă și un conținut mai ridicat în carbonat de calciu.

În formele cu epidot se întîlnesc următoarele minerale: clorit, biotit, cuarț, calcit, epidot și albit.

Cloritul în asociație cu biotitul formează un fond peste care se suprapune epidotul și calcitul. Epidotul apare în cristale prismatice scurte sau izometrice, formînd aglomerări și este puternic pleocroic. În spațiile dintre lamelele de clorit și biotit se găsesc granule mărunte de calcit.

b) MICAȘISTURILE CU GRANAȚI

Aceste micașisturi au o dezvoltare destul de largă în faciesul micaceu și se pot distinge două zone dirijate aproximativ nord-est 50° — 70° și anume o zonă ce ocupă Muntele Bătrîna—Mijlocia și o altă zonă mai sudică.

În compoziția lor mineralogică intră:

Minerale principale:

Cuarț	11 —39%	0,3 —0,8— 1	mm
Biotit	3 —14%	0,06—0,1— 1,5	»
Muscovit	3 —19%	0,06—0,1— 1	»
Granat	2 —21%	0,5 —1 —15	»
Plagioclaz	1 — 2%	0,05—0,1— 1	»

Minerale accesorii și secundare:

Clorit	0,5— 6%	0,02—1	mm
Rutil	sub 1%	0,01—0,09	»
Zircon	sub 1%	0,01—0,06	»
Apatit	sub 1%	0,03—0,1	»
Minereu	0,5— 1%	0,01—0,6	»

Minerale sporadice:

Staurolit	0,9 —1,2	mm
Disten	0,7 —1	»
Actinot	0,05—1	»



Structura rocilor este lepidoblastică-porfiroblastică, textura șistoasă-sinuoașă.

Fenomenele de retromorfism și de creștere a intensității metamorfismului sînt observabile și la micașisturile cu granat. În toate cazurile se vede clar că granatul se formează pe seama cloritului. Acest fenomen se observă mai ales la cristalele mari de clorit care trec în cristale izotrope, scheletiforme de granat.

În unele secțiuni imaginea acestui fenomen ne apare invers. Granatul este intens fisurat și ciuruit de numeroase incluziuni de minerale micacee, magnetit, rutil, staurolit și mai ales clorit. Prezența cloritului este cu totul neînsemnată; el nu reprezintă decît fie resturi sporadice, fie apariții de neoformație, datorite retromorfismului. Cuarțul apare întotdeauna în cantitate foarte mare. Tipurile foarte bogate în biotit sînt prin excelență cuarțoase. Cristalele de cuarț sînt de dimensiuni de ordinul zecimilor de milimetri. Conturile granulelor sînt neregulate, coptarea unei forme alungite se manifestă în deosebi la cristalele mici. Orientarea optică nu pare să prezinte o regulă.

În general, cuarțul formează marea masă a roci, fondul pe care apar celelalte minerale. Uneori, asociat cu el apare și un plagioclaz cu 14—16 %. An în granule de dimensiuni și cu habitusuri asemănătoare cuarțului.

Muscovitul este prezent în toate tipurile de micașisturi granatifere și apare sub formă de lamele de dimensiuni variabile, dispuse de regulă în fișii paralele cu șistozitatea. Frecvent, apare asociat cu biotitul și formează împreună cu acesta fișii cu aspecte fluxionale. Cînd apare în cantitate redusă, lamelele sale sînt răspîndite în toată masa roci, uneori într-un mod cu totul dezordonat.

Biotitul, subordonat muscovitului, apare de obicei în lamele mai scurte și este foarte puternic pleocroic. De regulă el este cloritizat și conține numeroase incluziuni de magnetit și zircon.

Granatul (almandin) apare de obicei sub formă de cristale izometrice, de dimensiuni variabile (1—15 mm); este foarte abundent și risipit în mod neregulat în masa roci. În general se prezintă sub formă de porfiroblaste, care sînt mulate în deosebi de minerale micacee.

De-a lungul crăpăturilor ce le prezintă acest mineral, a pătruns mineralele micacee, cuarț, minereu, etc. Asociația granatului cu cloritul este destul de frecventă. Acesta din urmă în stadiile mai avansate de retromorfism, începe să se individualizeze și formează atunci o pîslă verde peste granulele mici provenite din zdrobirea și ciuruirea unui cristal de granat mai mare. Granatul e brun-negricios; în secțiuni subțiri este roz.

c) MICAȘISTURILE CU DISTEN

Aceste micașisturi se desfășoară și ele pe două zone și anume: o zonă destul de larg dezvoltată ce trece la nord de Culmea Pirva în spre Valea Tomnate-



cului, iar cealaltă, mult mai la sud și mai îngustă, este cantonată între Vf. lui Petru și partea dreaptă a Rîului Frumoasa.

Micașisturile cu disten formează o serie de tranziție între micașisturile cu granat și cele cu staurolit și către paragnaise.

În general, pe măsură ce scade cantitativ granatul și mineralele micacee, în aceeași măsură crește cantitativ distenul și cuarțul.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Cuarț	12—42%	0,5 — 1 — 1,6	mm
Disten	5—96%	0,7 — 30 — 1,60	»
Muscovit	3—20%	0,6 — 1 — 1,5	»
Plagioclaz	1— 3%	0,08— 0,6—0,9	»

Minerale accesorii și secundare:

Zircon	sub 1%	0,01— 0,1	mm
Minereu	»	0,01— 0,8	»
Apatit	»	0,02— 0,6	»
Rutil	»	0,01— 0,08	»
Sericit	»	0,01— 0,05	»

Minerale sporadice:

Biotit (clorit)	0,03— 0,8	mm
Granat	0,3 — 2	»
Staurolit	0,7 — 3	»
Turmalină	0,08— 1	»

Structura rocilor este granoblastică-porfiroblastică, iar textura masivă.

Cuarțul, sub formă de cristale larg dezvoltate, formează fișii bine individualizate. În general, prezintă extincții unduloase perpendiculare pe șistozitate.

Muscovitul, în lamele mari, formează de asemenea zone largi. Unele lamele de muscovit prezintă local unele aglomerări de solzi fini de sericit.

Distenul apare sub formă de cristale prismatice, larg dezvoltate și care de regulă se localizează între lamelele de muscovit sau chiar printre aglomerațiunile de sericit. Unghiul lui de extincție este $c: n_g = 30^\circ$, iar $2V = 81^\circ - 84^\circ$.

Merită a fi semnalat faptul că aceste roce sînt lipsite în general de biotit. În unele zone de pe Valea Tomnatecului, sub Culmea Pîrva și pe Valea Frumoasă, apar unele tipuri de roce formate preponderent din disten, cu ceva cuarț, în asociație intimă cu muscovitul. Aceștia din urmă sînt însă cu totul subordonați distenului, dînd în felul acesta naștere la adevărate distenite.

Plagioclazii (oligoclaz acid) apar sub formă de cristale mărunte, proaspete și conțin 9—12 % An.

Granații apar în cantitate destul de mare sub formă de cristale mărunte, proaspete și dispuse într-un mod cu totul neregulat în masa roci, însă în mod sporadic.



Staurolitul apare destul de rar, sub formă de porfiroblaste prismatice lipsite de fețe terminale.

d) MICAȘISTURILE CU STAUROLIT

Micașisturile cu staurolit se dezvoltă în deosebi în partea de sud a regiunii cercetate, însă se întâlnesc sub formă de intercalații de dimensiuni mai mici și în zona mediană.

Aceste micașisturi nu formează o zonă unitară. Ele apar doar ca niște faciesuri speciale printre micașisturile cu disten sau cu granați.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Cuarț	14—40%	0,08—0,7 — 1 mm
Muscovit	6—21%	0,06—0,8 — 1,2 »
Staurolit	3—10%	0,6 —1 —30 »
Biotit	5—22%	0,04—0,6 — 1 »
Plagioclaz	1— 8%	0,05—0,4 — 0,8 »
Sericit	1— 5%	0,01—0,04— 0,5 »

Minerale accesorii și secundare:

Minereu (ilmenit și magnetit) 1— 5%	0,06—1 mm
Apatit sub 1%	0,03—0,1 »
Zircon »	0,01—0,08 »
Rutil »	0,01—0,05 »
Clorit 0— 7%	0,1 —0,9 »

Minerale sporadice:

Granat	0,7 —1,3 mm
Disten	0,9 —1 »
Turmalină	0,3 —0,8 »

Structura rocilor este lepido-porfiroblastică, iar textura șistoasă.

Staurolitul apare sub formă de cristale prismatice, larg dezvoltate, sau sub formă de granule complet zdrobite conținând numeroase incluziuni de minereu, rutil, turmalină, cuarț, substanțe grafitoase, etc. Uneori, staurolitul este transformat total sau în parte într-un agregat sericitic. De regulă apare în asociație cu fișile micacee, avînd însă o dispoziție oblică sau chiar perpendiculară pe direcția șistozității. Este ușor pleocroic și are $2V = 88^\circ$. Celelalte componente apar cu caracteristicile descrise mai sus, la celelalte tipuri de micașisturi.

e) MICAȘISTURILE CU TURMALINĂ

Aceste micașisturi apar cu totul sporadic sub formă de intercalații printre micașisturile cu disten în partea de sud a regiunii cercetate. Astfel de micașisturi au fost întâlnite pe Valea Sebeșului în amont și aval de confluența sa cu Valea Prigoana.



În constituția lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Cuarț	10 —36%	0,06—0,5— 1,5 mm
Muscovit	6 —21%	0,02—0,5— 1 »
Biotit	6 —39%	0,02—0,5— 0,8 »
Turmalină	2 —13%	0,2 —0,6—26 »

Minerale accesorii și secundare:

Zircon	sub 1%	0,01—0,1 mm
Apatit	»	0,03—0,9 »
Rutil	»	0,01—0,08 »
Clorit	0 — 8%	0,01—1 »
Epidot	0 — 2%	0,06—1 »
Minereu	1 — 4%	0,01—1 »

Minerale sporadice:

Plagioclazi		0,2 —1 mm
Disten		0,4 —1,6 »
Granat		0,7 —2 »

Structura rocilor este lepidoblastică-porfiroblastică, iar textura paralel și sistoasă.

În aceste micașisturi, turmalina apare sub formă de cristale cu *habitus* perfect prismatic, larg dezvoltate și puternic pleocroice (n_p = galben-brun verzui-albăstrui; n_g = galben). Uneori cristalele mai mici de turmalină apar sub formă de aglomerațiuni dispuse în mod neregulat în masa roci.

f) MICAȘISTURILE CU HORNBLENDĂ

Și aceste micașisturi apar cu totul accidental printre celelalte micașisturi și mai ales printre micașisturile cu disten și granat.

În compoziția lor mineralogică semnalăm prezența următoarelor minerale:

Minerale principale:

Cuarț	7 —37%	0,01—0,8—1 mm
Biotit	3 —40%	0,01—0,3—1,8 »
Hornblendă	1 — 9%	0,6 —1 —3 »
Plagioclaz	1 — 4%	0,01—0,2—0,7 »

Minerale accesorii și secundare:

Minereu	0,4— 2%	0,01—0,8 mm
Titanit	sub 1%	0,06—0,9 »
Apatit	»	0,02—0,5 »
Zoizit	0,6— 2%	0,01—0,3 »
Epidot	0,7— 2%	0,04—1 »
Calcit	0,2— 0,9%	0,06—0,9 »
Clorit	0,5— 7%	0,01—0,6 »

Minerale sporadice:

Granat		0,7 —3 mm
Disten		0,03—1 »



Structura rocilor este grano-lepidoblastică cu tendință spre cea porfiroblastică, iar textura este șistoasă.

Hornblenda apare sub formă de xenoblaste uneori destul de larg dezvoltate; este puternic pleocroică: n_p = incolor galben-verzui; n_m = verde-albăstrui; n_g = verde, cu $n_g : c = 15^\circ - 19^\circ$, iar $2V = 70^\circ - 76^\circ$. În general este puternic alterată, zdrobită și ciuruită de numeroase incluziuni de minereu, titanit, apatit, epidot, cuarț, biotit, etc.

g) CUARȚITELE BIOTITICE

Printre micașisturi și paragneise, apar subordonat și cuarțite biotitice. Cele mai importante intercalații se întâlnesc în regiunea Poiana, Valea Cugirului, Valea Rece, Valea Pietrosului și Valea Sebeșului.

În compoziția acestor cuarțite intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Cuarț	52—85%	0,05—0,5 — 1 mm
Biotit	5—23%	0,03—0,08—0,5 »
Feldspați	7—10%	0,06—0,6 — 1,6 »

Minerale accesorii și secundare:

Rutil	sub 1%	0,01—0,08 mm
Zircon	»	0,01—0,2 »
Apatit	sub 1%	0,04—0,7 »
Minereu	1—4%	0,01—1 »
Clorit	2—9%	0,03—0,6 »
Epidot	1—2%	0,03—1 »
Clinozoizit	1—1,5%	0,01—0,6 »

Minerale sporadice:

Muscovit	0,04—1 mm
Microclin	0,3 — 1 »
Granat	0,7 — 1 »

Structura rocilor este granoblastică pînă la porfiroblastică.

Biotitul apare sub formă de lamele brune-oliv-verzui, câteodată roșcate, slab pleocroice. În general apare în concreștere cu epidotul și clinozoizitul și prezintă numeroase incluziuni de zircon și rutil; frecvent însă este cloritizat (pennin).

Cuarțul care este componenta principală, apare sub formă de granule cu conture neregulate și de dimensiuni variabile. Frecvent este puternic cataclazat.

Feldspații sînt reprezentați prin: microclin și mai ales oligoclaz, în cristale care apar uneori destul de larg dezvoltate și care numai arareori formează și porfiroblaste. În general însă ei sînt antrenati în zonele cuarțoase unde sînt dispuși într-un mod cu totul neregulat sub formă de granule alungite. Rar sînt maculați, iar clivajele lor sînt marcate de șiraguri de pulberi și foițe sericitice care le dau un aspect tulbure.

Muscovitul apare în lamele mici, izolate și orientate paralel cu șistozitatea rocei. Marea majoritate a lamelilor de muscovit provine din transformarea biotitului. În unele lamele se observă și rare relice de biotit, iar fierul se localizează sub formă de granule fine de oxizi de fier, de-a lungul clivajelor.

2. FACIESUL FELDSPATIC

Acest facies este reprezentat prin toate tipurile de gnaise. Gnaisele în totalitate lor au o dezvoltare cu mult mai largă decât micașisturile.

În regiunea cercetată se individualizează o zonă de gnaise în partea de nord începînd de la Plevaia—Răchita—Muncelul—Ivănișul—Fîntînele—Guga Mare și pînă la Dealul Curmătura, și o a doua zonă, mai la sud, începînd de la Maleia la Surianul—Plevaia—Dîmbul Șerpilor și Valea Frumoasă.

În complexul acesta gnaisic putem deosebi următoarele tipuri de roce: Paragneise;

Gnaise mixte: muscovitice, biotitice sau cu două mîce;

Gnaise de injecție: lenticulare, oculare;

Gnaise aplitice;

Gnaise granitice;

Pegmatite;

Cuarț cristalin.

a) PARAGNAISELE

Pe teren aceste gnaise se pot deosebi cu greu de gnaisele mixte, întrucît prezintă toate gradele de tranziții, tranziții ce se observă și către micașisturi.

Ele au, în general, o răspîndire destul de largă și formează zone destul de mari printre celelalte gnaise.

În lucrarea lui VENDL asupra Munților Sebeș, ele sînt descrise sub denumirea de gnaise șistoase.

În compoziția lor intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Plagioclaz	15 —50%	An	0,03—1,5 mm
Cuarț	5 —40%		0,05—1,5 »
Biotit	15 —30%		0,02—1,5 »
Muscovit	0 —17%		0,02—1 »

Minerale accesorii și secundare:

Magnetit	0,15—3 %	0,05—1 mm
Apatit	0,08—0,2%	0,02—0,4 »
Titanit	0,01—0,1%	0,03—0,2 »
Rutil	0,01—0,02%	0,01—0,2 »
Epidot	0,01—10%	0,03—1 »
Clorit	0,2 —6%	0,02—1 »
Sericit	0,03—0,09%	0,01—0,06 »
Clinozoizit	0,01—3%	0,05—0,8 »



Minerale sporadice:

Granat	0 — 5%	0,07—0,8 mm
Hornblendă	0 — 11%	0,2 — 1,5 »
Turmalină	0 — 1%	0,06—0,9 »
Pirită	0 — 0,5%	0,05—0,6 »

Parametri, Niggli:

<i>si</i> = 170	—	301
<i>al</i> = 30	—	35
<i>fm</i> = 25	—	35
<i>c</i> = 0,5	—	15
<i>alk</i> = 15	—	23
<i>k</i> = 0,13	—	0,53
<i>mg</i> = 0,35	—	0,50
<i>qz</i> = + 6	—	+133
<i>ti</i> = 0,60	—	2
<i>c/fm</i> = 0,01	—	0,61

Normată:

<i>ap</i> = 0	—	4,33%
<i>il</i> = 0,29	—	1,80%
<i>or</i> = 3	—	21%
<i>ab</i> = 18	—	39%
<i>an</i> = 0,2	—	20%
<i>c</i> = 0	—	13%
<i>mt</i> = 0,4	—	3%
<i>h</i> = 0	—	1%
<i>uo</i> = 0	—	4%
<i>en</i> = 2	—	11%
<i>frs</i> = 0	—	3%
<i>Q</i> = 2	—	38%

Structura rocilor este granoblastică-lepidoblastică, iar textura șistoasă-sinuoașă.

Plagioclazul se prezintă sub formă de xenoblaste, uneori destul de larg dezvoltate. Frecvent, însă, apare sub formă de cristale mici, proaspete, fin maclate și zonate.

Conținutul în anortit variază între 7 — 18 %, cei zonați prezintă un nucleu cu 7 — 15 % An, iar zona de margine cu 10 — 16 % An, cu $2V = 83^\circ - 87^\circ$ și semnul optic pozitiv. Cristalele mai mari sînt în general sericitizate și conțin numeroase incluziuni de clinozoizit, muscovit, cuarț, mai rar biotit, zircon și apatit.

Cuarțul apare de obicei sub formă de granule cu conture complet rotunjite, de mărimi variabile și cu extincții puternic unduloase. Cristalele mai mari arată o tendință de alungire în direcția șistozității roci.

Biotitul, sub formă de lamele, uneori larg dezvoltate, este parțial sau total cloritizat și conține numeroase incluziuni de minereu, apatit, zircon și rutil.

Muscovitul este și el destul de larg dezvoltat și apare în asociație cu biotitul.

Granații, hornblendă și turmalina, apar de obicei în mod sporadic sub formă de cristale bine dezvoltate; rar formează porfiroblaste.

Din tabelele de mai sus se vede că rocele sînt destul de cuarțoase și bogate în feldspați. Raportul între cuarț și feldspați este 1 : 2, între feldspații potasici și plagioclazi 1 : 3 iar între componentele leucocrate și cele melanocrate 4 : 1.

b) GNAISELE MIXTE

Aceste gnaise au cea mai largă răspîndire în faciesul feldspatic și se întîlnesc pe zone destul de întinse, mai ales în cele bogate în fenomene de feldspatizare și

pegmatizare. Între ele putem deosebi după predominanța muscovitului sau biotitului: gnaise mixte muscovitice, biotitice sau gnaise cu două mîce.

α) *Gnaisele mixte muscovitice*. În general, rocele sînt șistoase, cu granule fine și au o textură paralel-lenticulară. Structura lor este granoblastică cu treceri spre cea grano-lepidoblastică. Uneori prin apariția granaților în cristale mari sau a plagioclazilor sub formă de porfiroblaste, ele prezintă o structură porfiro-blastică. Altele, prin apariția granaților sub formă de cristale mărunte, care ciuruiesc în general cuarțul și feldspații, rocele prezintă o structură poikilitică.

Printre aceste gnaise se găsesc frecvente intercalații de aplite, pegmatite, gnaise de injecție, amfibolite și roce eruptive.

În compoziția lor mineralogică se întîlnesc următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	12 —31%	0,3 —1 —1,2 mm
Plagioclaz	7 —29%	0,3 —1 —7 »
Cuarț	26 —50%	0,06—0,5—1 »
Muscovit	6 —10%	0,03—0,5—1,3 »

Minerale accesorii și secundare:

Zircon	sub 1%	0,01—0,2 mm
Titanit	»	0,01—1,5 »
Minereu	0,5—1%	0,01—1 »
Apatit	sub 1%	0,06—0,4 »
Clinozoizit	»	0,03—0,6 »

Minerale sporadice:

Granat	0 —2 mm
Biotit	0,03—0,3 »
Clorit	0,01—0,2 »

Parametri Niggli

<i>si</i> =	507
<i>al</i> =	44
<i>fm</i> =	12
	10
<i>alk</i> =	34
<i>k</i> =	0,44
<i>mg</i> =	0,04
<i>qz</i> =	+ 271
<i>ti</i> =	1,91
<i>p</i> =	0,04
<i>c/fm</i> =	0,83

Normată

<i>ii</i> =	0,45
<i>or</i> =	22,35
<i>ab</i> =	21,45
<i>an</i> =	7,55
<i>c</i> =	0,07
<i>mt</i> =	0,75
<i>h</i> =	0,30
<i>en</i> =	0,01
<i>Q</i> =	54,46

În aceste gnaise muscovitul apare sub formă de lamele orientate perfect paralel cu șistozitatea roci și formează fișii bine individualizate, printre fișiile cuarțo-feldspatice. Unele lamele de muscovit prezintă frapante extincții undu-



loase perpendicular pe șistozitate și în felul acesta scot bine în evidență intensitatea presiunilor laterale.

În general, lamelele de muscovit sînt proaspete, larg dezvoltate, și prezintă sporadice incluziuni fine de magnetit și zircon, mai rar de cuarț. Uneori, unele lamele prezintă un ușor pleocroism, iar unghiul 2V variază între 36° — 38° .

Cuarțul apare, în general, sub formă de granule alungite după șistozitatea rocei și formează, împreună cu feldspații, fișii perfect paralele în alternanță cu cele micacee. Uneori însă apare și sub formă de granule izometrice. În general, prezintă conture neregulate și urmele unei cataclaze destul de pronunțate. Astfel, arată numeroase zdrobiri, extincții unduloase divergente și orientări optice diferite, chiar la granule mai mici provenite din zdrobirea unui cristal mai mare.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, în general, bine dezvoltate, proaspete, rar se observă măcele sale caracteristice, frecvent însă prezintă extincții unduloase. După (001) are extincții ce variază între 15° — 17° . Rar prezintă mirmekite, frecvent însă prezintă incluziuni de granule fine de cuarț, plagioclazi sau solzi de muscovit.

Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste, unele larg dezvoltate, altele sub formă de microlite. Unele cristale pot atinge uneori și un diametru de 7 mm și atunci se prezintă sub formă de porfiroblaste. În general, sînt proaspeți, maclați după legea albitului și periclinului și conțin între 3 — 9% An. Foarte adeseori conțin sub formă de incluziuni, cristale fine de cuarț, granat, microclin sau muscovit, mai rar clinozoit.

Biotitul apare cu totul sporadic, mai mult sub formă de relict, fiind, în general, aproape total cloritizat și conține incluziuni de magnetit și zircon.

Granații apar sub formă de cristale izometrice mărunte și formează uneori aglomerațiuni zonare. Frecvent, ei apar sub formă de incluziuni, mai ales în feldspați, dînd aspecte poikilitice.

Minereul, negru, opac, se prezintă uneori sub formă de cristale idiomorfe, alteori, mai frecvent, sub formă de granule fine cu conture neregulate atît ca incluziuni cît mai ales însoțind biotitul și muscovitul.

Clinozoitul, în granule izometrice, apare într-un mod cu totul neregulat. Axa *c* cu liniile de clivaj formează un unghi de 20° , este pozitiv și cu $2V=79^{\circ}$.

Fată de titanit și zircon, apatitul este mult mai abundent.

Din tabelul de mai sus reiese destul de clar că rocele sînt foarte bogate în feldspați potasici, iar raportul între acești feldspați și plagioclazi este aproape 1 : 1. Raportul între componentele leucocrate și cele melanocrate este aproximativ de 100 : 1.

β) *Gnaisele mixte biotitice*. Aceste gnaise au o dezvoltare la fel de mare ca și cele muscovitice, cu care sînt intim asociate și se deosebesc de ele numai prin aceea că biotitul înlocuiește aproape total muscovitul.



În compoziția lor mineralogică semnalăm prezența următoarelor minerale:

Minerale principale:

Microclin	18 — 42%	0,1 — 1 — 1,8 mm
Plagioclazi	12 — 58%	0,2 — 1 — 2,5 »
Cuarț	11 — 36%	0,1 — 0,8 — 1 »
Biotit	7 — 21%	0,15 — 1 — 1,5 »

Minerale accesorii și secundare:

Apatit	0,5 — 1 %	0,1 — 0,6 mm
Titanit	0,2 — 0,5%	0,03 — 0,1 »
Zircon	0,02 — 0,1%	0,01 — 0,06 »
Epidot	0,1 — 0,5%	0,1 — 1 »
Minereu	0,5 — 3 %	0,06 — 1 »
Clorit	1 — 5 %	0,03 — 1 »
Clinozoizit	sub 1 %	0,03 — 0,5 »
Sericit	»	0,01 — 0,07 »

Minerale sporadice:

Muscovit	0 — 0,5%	0,1 — 1 mm
Hornblendă	0 — 3 %	0,5 — 1,5 »
Turmalină	0 — 1 %	0,5 — 1 »
Granat	0 — 1 %	0,5 — 1,5 »

Parametri Niggli

<i>si</i> = 188 — 366
<i>al</i> = 32 — 39
<i>fm</i> = 19 — 29
<i>c</i> = 6 — 18
<i>alk</i> = 20 — 35
<i>k</i> = 0,23 — 0,43
<i>mg</i> = 0,14 — 0,22
<i>qz</i> = + 8 — +124
<i>ti</i> = 1 — 2
<i>p</i> = 0,31 — 0,40
<i>c/fm</i> = 0,34 — 0,60

Normată

<i>ap</i> = 0,2 — 0,3
<i>il</i> = 0,7 — 0,9
<i>or</i> = 25 — 49
<i>ab</i> = 34 — 45
<i>an</i> = 0 — 2
<i>mt</i> = 1 — 2
<i>wo</i> = 0 — 0,7
<i>en</i> = 0 — 1
<i>fs</i> = 0 — 1
<i>Q</i> = 0 — 27

Structura rocilor este granoblastică-porfiroblastică, iar textura șistoasă.

Microclinul, sub formă de xenoblaste, este uneori destul de larg dezvoltat. În general, feldspații potasici sînt pigmentați cu o pulbere fină și numai pe margini prezintă destul de pronunțat apariția microclinului. Transformări în schachbretalbit sînt rare, în schimb aspectele pertitice și mirmekitice sînt destul de frecvente. În rocele în care hornblendă apare în cantitate mai mare, iar cuarțul scade cantitativ în mod simțitor, microclinul este înlocuit de plagioclazi.

Plagioclazii apar de asemenea sub formă de xenoblaste, sînt fin maclați polisintetic și conțin între 6 — 18% An. În varietățile în care apare și hornblendă, plagioclazii prezintă și aspecte zonare în care nucleul conține 11 — 15% An, iar zona marginală 14 — 17 % An.



Paralel cu cloritizarea biotitului, plagioclazii se sericitizează și conțin ca incluziuni alături de sericit, microclin, cuarț, biotit, clinozoizit și apatit.

Cuarțul se prezintă sub formă de granule izometrice relativ fine cu conture neregulate și conține uneori incluziuni sporadice de: biotit, zircon, magnetit, clorit.

Biotitul este de culoare brună, prezintă un pleocroism destul de accentuat și este în parte cloritizat. Prin alterare înaintată se vede cum biotitul se transformă treptat în agregate cloritoase cu numeroase incluziuni de titanit, apatit, zircon, magnetit și epidot.

Hornblenda însă, apare sub formă de cristale prismatice și apare într-un mod cu totul sporadic. E pleocroică: n_p = galben-verzui; n_m = verde-oliv; n_g = verde deschis; cu $c:n_g = 17^\circ - 22^\circ$ și conține numeroase incluziuni de plagioclaz, titanit, apatit, magnetit.

Epidotul, de obicei sub formă de granule în conture neregulate, e puternic pleocroic: n_p = incolor, n_m = incolor, slab gălbui, n_g = galben deschis cu $2V = 77^\circ$ și semn optic negativ.

Granatul apare sub formă de granule izometrice fine și este dispersat în mod inegal în toată masa rocei. Celelalte componente apar într-un mod cu totul sporadic fie ca incluziuni, fie sub formă de cristale foarte fine printre componentele principale.

γ) *Gnaisele mixte cu două mize*. În aceste roce se observă pături de mărimi variabile de minerale micacee în alternanță cu pături cuarțo-feldspatice, uneori ceva mai subțiri, alteori destul de groase.

În ceea ce privește raporturile procentuale între mineralele ce intră în compoziția acestor gnaise, se observă o foarte bogată variație.

Structura rocilor este grano-lepidoblastică, iar textura paralel și stivoasă cu tendință spre una sinuoasă.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	6—26%	0,1 —0,8 —1	mm
Plagioclaz	17—42%	0,1 —0,3 —1,5	»
Cuarț	19—40%	0,1 —0,4 —1	»
Biotit	5—17%	0,1 —0,2 —2	»
Muscovit	6—16%	0,1 —0,5 —3	»

Minerale accesorii și secundare:

Clorit	0,02—0,1 —0,7	mm
Clinozoizit	0,05—0,2 —0,5	»
Apatit	0,05—0,1 —0,7	»
Minereu (magnetit)	0,05—0,3 —0,9	»
Zircon	0,01—0,06	»
Epidot	0,05—0,5 —2	»
Titanit	0,03—0,1 —0,5	»



Minerale sporadice:

Turmalină	0,06—0,2 —0,6 mm
Granat	0,05—0,1 —0,8 „
Pirită	0,02—0,2 —0,8 „
Rutil	0,01—0,1 „

Parametri Niggli

<i>si</i> =	368
<i>al</i> =	50
<i>fm</i> =	10,5
<i>c</i> =	10,5
<i>alk</i> =	29
<i>k</i> =	0,46
<i>mg</i> =	0,10
<i>qz</i> =	+152
<i>ti</i> =	0,62
<i>c/fm</i> =	1

Normată

<i>il</i> =	0,13
<i>or</i> =	23,25
<i>ab</i> =	26,25
<i>an</i> =	8,49
<i>c</i> =	2,34
<i>mt</i> =	1,45
<i>en</i> =	0,39
<i>fs</i> =	0,62
<i>Q</i> =	37,52

În majoritatea secțiunilor se observă că lamelele de muscovit sînt ușor pleo-croice, și că de-a lungul clivajului lor sînt înșiruite granule mărunte de minereu. Uneori, pe margine sau de-a lungul clivajului se mai văd și unele urme de biotit. În general, muscovitul apare destul de proaspăt și are unghiul $2V = 37^\circ - 39^\circ$.

Biotitul, mai mult sub formă de solzi fini, formează rar lame mai larg dezvoltate. În general, lamelele mai mari sînt în parte cloritizate și conțin numeroase incluziuni de epidot, magnetit, apatit, zircon, rutil și foarte rar și cuarț sau chiar plagioclazi.

Cuarțul se prezintă sub formă de xenoblaste, însă cu conture, în general, rotunjite. Unele granule sînt intens zdrobite și arată o tendință de orientare a extincțiilor unduloase. Numeroase granule mărunte se întîlnesc sub formă de incluziuni în plagioclazi sau la rîndul lor granulele mai mari de cuarț conțin incluziuni de magnetit, biotit, clorit și zircon.

Microclinul apare sub formă de xenoblaste, uneori larg dezvoltate, proaspete și arată frecvent macle în grătar, foarte fine. Prezintă extincții după $(001) = 15^\circ$ și după $(010) = 4^\circ$, iar $2V = 81^\circ$. Aspectele mirmekitice sînt foarte abundente.

Plagioclazii sub formă de xenoblaste arareori apar larg dezvoltați, frecvent însă în granule mărunte fin maclate polisintetic și conțin 7 — 19% An. Unele din cristale prezintă și structuri zonare la care nucleul conține 7 — 15% An, zona de margine 11 — 17% An; unghiul $2V = 82^\circ - 83^\circ$ și semnul optic pozitiv.

Marea majoritate a cristalelor arată unele slabe aspecte de sericitizare și caolinizare.

Apatitul se întîlnește sub formă de cristale prismatice larg dezvoltate și cu conture frecvent rotunjite. Uneori prezintă și unele anomalii optice de biaxialitate.



Epidotul și clinozoizitul apar sub formă de granule fine; rar, mai larg dezvoltate. Epidotul prezintă un pleocroism destul de accentuat n_p = incolor; n_m = galben deschis și n_g = gălbui; este negativ și unghiul $2V = 80^\circ - 85^\circ$, iar clinozoizitul are semnul optic pozitiv și $2V = 76^\circ - 79^\circ$. Uneori atât epidotul cât și clinozoizitul pot atinge un procent de 7 — 15% din compoziția roci.

La aceste roce este caracteristică distribuția uneori egală a cuarțului și feldspatilor.

În tipurile de tranziție se întâlnesc unele roce în care distribuția egală se are între cuarț pe de o parte și microclin și plagioclaz pe de altă parte; de asemenea prin înmulțirea lamelor de biotit, aceste gnaise cu două mize trec la gnaisele biotitice.

c) GNAISELE DE INECȚIE

Atât în partea de nord a regiunii cercetate, cât și în partea de sud se întâlnesc zone destul de importante care au fost injectate de soluțiunile feldspatice, care au dat naștere la: gnaise lenticulare, oculare, granitice, aplitice și întinse zone de feldspatizare, mai ales în partea de sud a regiunii în sectorul Văii Luncanilor și Valea Pietrosului.

Gnaisele de inecție sînt intim legate atât de gnaisele mixte cât și de paragnaise prin roce de tranziție, încît de cele mai multe ori separarea lor pe teren este aproape imposibilă.

Compoziția mineralogică și textura lor variază de la un loc la altul. În aceste gnaise intercalațiile de pegmatite și de cuarț cristalin sînt destul de frecvente și apar sub formă de filoane, strate sau lentile.

În compoziția gnaiselor de inecție intră următoarele minerale: microclin, plagioclaz, cuarț, biotit și mai rar muscovit, cu toate că sînt și unele gnaise de inecție, în care dintre mineralele micacee muscovitul este predominant.

α) *Gnaisele de inecție cu structură lenticulară.* Aceste roce apar pe Valea Dobrei, pe Valea Sebeșului și Valea Stesii.

Structura rocilor este granoblastică-porfirobastică-lenticulară, iar textura șistoasă lenticulară.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	9 — 26%	0,08 — 2 — 6 mm
Plagioclazi	21 — 60%	0,1 — 1 — 2 »
Cuarț	18 — 32%	0,3 — 1 — 1,6 »
Biotit	3 — 16%	0,02 — 1 — 1,7 »
Muscovit	0,5 — 10%	0,01 — 0,5 — 1,5 »



Minerale accesorii și secundare:

Minereu	0,5—1 %	0,01—0,6 mm
Apatit	sub 1 %	0,03—0,2 »
Zircon	»	0,02—0,1 »
Titanit	»	0,04—0,3 »
Rutil	»	0,01—0,07 »
Epidot	»	0,05—0,7 »
Clinozoizit	»	0,03—0,2 »
Clorit	0,5—4 %	0,01—0,6 »
Sericit	0,6—8 %	0,01—0,08 »

Minerale sporadice:

Granat	0,5 —1 mm
Turmalină	0,3 —0,9 »

Parametri Niggli

<i>si</i> = 281 — 315
<i>al</i> = 38 — 45
<i>fm</i> = 16 — 24
<i>c</i> = 7 — 15
<i>alk</i> = 22 — 31
<i>k</i> = 0,21— 0,26
<i>mg</i> = 0,16— 0,20
<i>qz</i> = 91 — 1,30
<i>ti</i> = 1 — 2
<i>c/fm</i> = 0,47— 0,61
<i>p</i> = 0 — 0,10

Normată

<i>il</i> = 0,7— 1
<i>or</i> = 10 —18
<i>ab</i> = 37 —51
<i>an</i> = 8 —15
<i>c</i> = 0,1— 1
<i>mt</i> = 2 — 3
<i>en</i> = 1 — 2
<i>fs</i> = 0 — 1
<i>Q</i> = 28 —31

Microclinul apare de obicei sub formă de xenoblaste de mărime variabilă, care se pot aduna sub formă de ochiuri lenticulare a căror mărime variază între 8 — 9 cm. Frecvent arată aspecte mirmekitice și conține rare incluziuni de cuarț, plagioclaz, biotit și muscovit.

Plagioclazii sînt destul de abundenți și apar tot sub formă de xenoblaste. Frecvent, sînt puternic sericitizați și conțin numeroase incluziuni de cuarț, biotit, muscovit, sericit, apatit. În general conțin 11 — 17% An. Cei zonați conțin în centru 11 — 17% An, iar în zona de margine, 12 — 16% An.

Biotitul se prezintă sub formă de foițe larg dezvoltate. Lamellele de muscovit și biotit sînt frecvent intim asociate și formează fondul lepidoblastic al rocilor; printre ele se aglomerează sub formă lenticulară microclinul, plagioclazii sau cuarțul. Acesta din urmă apare sub formă de granule cu conture neregulate și prezintă o extincție slab unduloasă. Uneori granulele mai mari conțin incluziuni de turmalină. Într-un mod cu totul sporadic apar și cristale izometrice de granat foarte fine.

Uneori, injecțiile cuarțo-feldspatice se produc « lit par lit » dînd aspectul unor gnaise liniare cum sînt cele de pe Valea Stesii.



β) *Gnaisele oculare*. În comparație cu primele, acestea apar pe suprafețe mai reduse și le întâlnim mai ales pe Valea Sebeșului, Valea Bistrei, la Laz, Căpîlna, Grădiște, Costești, pe Valea Dobrei, Orlat, Valea Cîbinului, etc.

De la început trebuie să semnalăm faptul că aceste gnaise oculare conțin porfiroblaste mari mai ales de microclin care ating uneori 6 — 9 cm diametru, și mai rar de plagioclazi.

În structura rocei se observă fișii de muscovit și biotit în asociație cu granule mărunte de cuarț și feldspați care mulează ochiurile.

În compoziția acestor roce intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	16 —41%	0,5 —6 —30 mm
Plagioclaz	1 —38%	0,1 —0,8— 4 »
Cuarț	19 —36%	0,6 —1 — 1,6 »
Biotit	11 —22%	0,1 —0,7— 2 »
Muscovit	7 —19%	0,1 —1 — 1,5 »

Minerale accesorii și secundare:

Titanit	sub 1%	0,05—1 mm
Zircon	»	0,01—0,2 »
Apatit	»	0,03—0,8 »
Minereu	»	0,01—1 »
Clorit	0,6 —13%	0,01—0,5 »
Epidot	0,02— 0,08%	0,03—0,09 »
Zoizit	0,02— 0,05%	0,02—0,7 »

Minerale sporadice:

Disten	0,6 —1 mm
Turmalină	0,05—0,8 »

Parametri Niggli

<i>si</i> =	398
<i>al</i> =	45
<i>fm</i> =	13
<i>c</i> =	7
<i>alk</i> =	34
<i>k</i> =	0,35
<i>mg</i> =	0,26
<i>qz</i> =	+160
<i>ti</i> =	0,39
<i>c/fm</i> =	0,54

Normată

<i>il</i> =	0,1
<i>or</i> =	18
<i>ab</i> =	35
<i>an</i> =	5
<i>c</i> =	0,9
<i>en</i> =	1
<i>fs</i> =	2
<i>Q</i> =	34

Microclinul, care este feldspatul predominant, apare în cristale larg dezvoltate de dimensiuni ce variază între 0,5 — 30 mm. Uneori maculele sale caracteristice sînt vizibile numai pe margine, iar în interiorul cristalelor apare o



structură pertitică. În general, concreșterile sînt constituite din lamele fine de albit, lungi, dezvoltate, în deosebi după direcția clivajelor microclinului; alteori, aceste lamele de albit formează filonașe sau plaje cu contur neregulat, alungite, maclate și dispuse independent de direcția de clivaj a microclinului. În jurul ochiurilor de microclin, xenoblastele feldspatice sînt străbătute de cuarț vermicular, dispus frecvent în evantai. Același cuarț vermicular apare și în interiorul incluziunilor feldspatice din ochiurile de microclin.

În toate aceste concreșteri, albitul față de microclin este mai bogat în incluziuni mai ales granulare și rareori sericitice.

Faptul că sericitul lipsește aproape completamente ca incluziune în aceste cristale, arată că aceste concreșteri micropertitice s-au format dintr-un dezamestec al unor feldspați sodico-potasici.

Cuarțul, în granule de dimensiuni variabile, se prezintă, fie sub formă de granule mai mari cu conture neregulate, formînd la rîndul lor ochiurile, fie sub formă de granule mărunte, dispuse în fîșii unduloase. Aceste fîșii pot ajunge pînă la 1 — 2 mm. Cînd formează ochiurile, cuarțul se prezintă sub formă de aglomerațiuni de cristale cu orientări optice diferite.

Biotitul sub formă de lamele alungite, uneori foarte mărunte, arată unele aspecte de cloritizare sau muscovitizare marginală. Frecvent apare în asociație cu distenul. Este puternic pleocroic cu culori ce variază de la brun închis-brun oliv la galben pal.

Plagioclazul apare de obicei sub formă de xenoblaste de dimensiuni variabile și conține 11 — 19% An. Unele cristale, într-un mod însă cu totul sporadic, arată și structuri zonare avînd în nucleu 10 — 16% An și marginal 11 — 14% An.

Muscovitul apare în cristale larg dezvoltate uneori cu coroane de pătur-subțiri de biotit oliv pal, în jurul lor și de-a lungul clivajelor.

γ) *Gnaisele aplitice*. Aceste gnaise apar sub formă de intercalații uneori incartabile și într-un mod cu totul neregulat printre toate tipurile de gnaise ale faciesului feldspatic.

Structura acestor roce este cristaloblastică, iar textura masivă foarte slab sistoasă. Cînd apar porfiroblaste de feldspat potasic, textura devine lenticulară, fiind determinată și de asociațiile de agregate de cuarț.

Sub microscop se observă o textură bine orientată.

În compoziția mineralogică a acestor gnaise intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	16 — 19%	0,05—0,1 — 0,7 mm
Plagioclaz	18 — 39%	0,05—0,1 — 0,8 »
Cuarț	18 — 45%	0,02—0,1 — 0,5 »
Muscovit	1 — 4%	0,01—0,08—0,3 »
Biotit	0,5 — 5%	0,01—0,06—0,1 »



Minerale accesorii și secundare:

Zircon	sub 1%	0,01—0,06 mm
Apatit	»	0,01—0,1 »
Titanit	»	0,01—0,07 »
Clorit	»	0,01—0,09 »
Epidot	»	0,02—0,1 »
Sericit	»	0,01—0,06 »
Clinozoizit	»	0,01—0,08 »
Minereu	0,06—1%	0,01—0,6 »

Minerale sporadice:

Staurolit	0,08—0,8 mm
Disten	0,06—0,6 »
Turmalină	0,03—0,5 »
Magnetit	0,3 —0,6 »

Parametri Niggli

<i>si</i> =	521
<i>al</i> =	43
<i>fm</i> =	13
<i>c</i> =	3
<i>alk</i> =	40
<i>k</i> =	0,30
<i>mg</i> =	0,12
<i>qz</i> =	+261
<i>c/fm</i> =	0,22

Normată

<i>or</i> =	15
<i>ab</i> =	36
<i>an</i> =	1
<i>mt</i> =	1
<i>en</i> =	0,52
<i>fs</i> =	0,12
<i>Q</i> =	43

Aceste roce sînt frecvent străbătute de filoane fine, uneori incartabile de aplite și pegmatite. În ce privește variația cantitativă și mărimea componentelor ea este cu totul neregulată.

Cuarțul apare relativ cu bobul mare și este foarte adeseori asociat cu feldspatul potasic și e dispus în strate fine. El arată o extincție unduloasă destul de puternică și mai ales granulele mai mari prezintă o extincție în forma unor draperii. În fișiile mai înguste arată o dispoziție liniară iar granulele sînt îndințate între ele. Granulele mărunte sînt mai rotunjite și prezintă uneori o extincție uniformă. Ele apar de obicei sub formă de incluziuni în feldspați sau formează concreșteri mirmekitice cu aceștia.

Feldspatul potasic se prezintă ca ortoză micropertitică, pigmentată fin și ca microclin cu macelațiunea lui caracteristică. Microclinul prezintă concreșteri micropertitice. Frecvent, în interiorul cristalelor de microclin, se observă pete cu o culoare de interferență mai ridicată și cu indicele de refracție mai mare, care reprezintă probabil un început de separare a albitului.

Plagioclazul, în unele varietăți, apare cu totul subordonat față de feldspatul potasic și de cuarț, în altele, însă, este predominant și atunci formează zone independente și bine distincte. Granulele lor sînt umplute cu sericit, zoizit, cuarț și magnetit. El este un albit cu 6 — 12% An și este intens macelat polisintetic.



Biotitul, în raport cu muscovitul, este foarte variabil din punct de vedere cantitativ. Pleocroismul lui variază de la brun închis pînă la galben pal. Uneori este intens destrămat, alteori însă apare în lamele lungi, asociate cu cele ale muscovitului.

Muscovitul apare în lamele mai larg dezvoltate, și formează uneori vine ce înconjoară cristalele de feldspați potasici. Se poate observa de asemenea muscovit și în apropierea cristalelor de plagioclazi care sînt umpluți cu sericit și cum acesta din urmă este atras în cristalizarea comună cu muscovitul.

În unele din aceste gnaise se observă o structură granoblastică cu textura ușor lenticulară, pegmatoidă, în care plagioclazul este predominant (82%), fiind însoțit de biotit, epidot, clorit, clinozoizit, titanit, disten, staurolit, etc.

8) *Gnaisele granitice*. Sub această denumire sînt cuprinse toate ivirile de gnaise granitice propriu-zise, granite, granodiorite și alte tipuri de roce granitoide.

Aceste roce au o dezvoltare foarte diferită în diferitele părți ale regiunii. Ele se prezintă sub formă de intercalații concordante în cuprinsul diverselor tipuri de pararoce sau însoțesc gnaisele de injecție și pegmatitele. Astfel de roce am întîlnit pe Valea Frumoasă, Valea Pietrosului, Culmea Pîrva, Stîna Rovinei, Rîul Mare, Taia, Poiana Diței, etc.

Sînt roce grăunțoase masive, de culoare albă sau cenușie, constituite în cea mai mare parte din: feldspați, cuarț, biotit sau hornblendă. În unele, cum sînt cele de pe Valea Frumoasă, dintre mineralele melanocrate predomină hornblendă.

În compoziția mineralogică a acestor gnaise intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	9 —48%	0,08—0,5—1,8 mm
Plagioclaz	16 —36%	0,5 —1 —2 »
Cuarț	7 —23%	0,5 —0,5—1 »
Biotit	0,5—14%	0,04—0,5—1 »
Hornblendă	0,5—20%	0,5 —1 —3 »

Minerale accesorii și secundare:

Titanit	0,3— 1%	0,02—0,5 mm
Apatit	sub 1%	0,02—0,1 »
Zircon	»	0,01—0,1 »
Minereu	»	0,01—0,07 »
Epidot	1 — 3%	0,03—0,09 »
Clorit	sub 1%	0,01—0,05 »
Sericit	»	0,01—0,03 »

Minerale sporadice:

Muscovit	0,06—0,8 mm
--------------------	-------------



Parametri Niggli	Normată
<i>si</i> = 202 — 254	<i>il</i> = 0,7 — 1
<i>al</i> = 37 — 38	<i>or</i> = 11 — 27
<i>fm</i> = 23 — 25	<i>ab</i> = 36 — 37
<i>c</i> = 10 — 18	<i>an</i> = 12 — 20
<i>alk</i> = 21 — 26	<i>c</i> = 0 — 0,6
<i>k</i> = 0,28 — 0,43	<i>mt</i> = 1 — 2
<i>mg</i> = 0,34 — 0,35	<i>wo</i> = 0 — 1
<i>qz</i> = +18 — +50	<i>en</i> = 4 — 5
<i>ti</i> = 1 — 2	<i>fs</i> = 1 — 3
<i>clfm</i> = 0,4 — 0,8	<i>Q</i> = 11 — 20

Cuarțul, care este componentul principal, datorită gradului de metamorfism dinamic pe care l-a suferit, apare sub formă de granule mărunte, provenite din sfărîmarea celor mari. Granulele mai mari prezintă o extincție unduloasă divergentă, care uneori dă imaginea unei draperii.

Plagioclazul apare de regulă proaspăt, însă, uneori, este alterat și umplut de solzi fini de sericit, sau conține incluziuni de microclin, cuarț sau chiar apatit și biotit.

În general, este fin maclat și conține 10 — 22 % An. În varietățile bogate în hornblendă este zonat și conține 18 — 22% An (nucleu) și 10 — 18% An (marginal).

Biotitul apare în lamele larg dezvoltate, în general este proaspăt și puternic pleocroic (alb-gălbui-gălbui-brun închis). Pe margine, unele lamele sînt destrămate și prezintă din loc în loc transformări în clorit. Uneori, în biotit, sub influența fenomenelor mecanice, se observă încrețiri mici și fin solzoase. În general, biotitul este frecvent presărat de incluziuni de titanit, apatit, zircon, epidot și minereu.

Hornblendă apare în mod neregulat sub formă de cristale prismatice idiomorfe de culoare verde și e puternic pleocroică. Unghiurile de extincție sînt variabile ($c: n_g = 22^\circ - 23^\circ$), iar unghiul axelor optice $2V = 53^\circ - 57^\circ$. În general, ea conține numeroase incluziuni de: titanit, microclin, cuarț, epidot, biotit, magnetit și clorit.

Muscovitul apare de obicei în asociație cu lamelele de biotit, în cristale larg dezvoltate, însă subordonate.

Feldspatul potasic este reprezentat prin: ortoză și în deosebi prin microclin. Cristalele de microclin pot să atingă uneori dimensiuni mari, înglobînd chiar și unele cristale mai mici de plagioclazi alterați, cu margine clară de albit.

Compoziții secundari de oarecare importanță sînt: cloritul, care apare de obicei în asociație cu un minereu negru opac și este în general verde pal, epidotul, în cristale granulare ce formează uneori unele aglomerațiuni destul de însemnate și apatitul.

Structura rocilor este granoblastică iar textura masivă, rar orientată.



d) PEGMATITELE

Aceste roce par să joace un rol destul de însemnat în toată regiunea Munților Sebeș și apar sub formă de filoane și cuiburi.

O caracteristică a acestor pegmatite este conținutul foarte ridicat în microclin și pot fi clasificate în două grupe: pegmatite cu microclin și biotit și pegmatite cu plagioclaz, microclin și muscovit.

Cele mai importante zone cu pegmatite sînt cele de la obîrșia Văii Pietrosului, Valea Gropșoarei, Cujerele, Lupșa, Scîrna, Pietrele Albe și Surianul.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Microclin	0 — 80%	1 — 30 — 60 mm
Plagioclaz	1 — 35%	1 — 20 — 30 »
Cuarț	9 — 22%	0,5— 1,5—30 »
Muscovit	1 — 40%	0,1— 1 — 70 »
Biotit	0 — 9%	0,1— 0,5— 1 »

Minerale accesorii și secundare:

Titanit	sub 1%	0,02— 0,08 mm
Magnetit	0,03— 2%	0,02— 3 »
Apatit	0 — 5%	0,02— 0,05 »
Epidot	sub 1%	0,03— 0,1 »
Zircon	»	0,01— 0,06 »
Clorit	»	0,01— 0,08 »

Minerale sporadice:

Turmalină	0 — 80%	0,8 — 30 mm
Granat	0 — 2%	0,5 — 1 »
Rutil	sub 1%	0,01— 0,04 »

Parametri Niggli

<i>si</i> =	370
<i>al</i> =	46
<i>fm</i> =	10
<i>c</i> =	11
<i>alk</i> =	32
<i>k</i> =	0,3
<i>mg</i> =	0,4
<i>qz</i> =	+ 142
<i>ti</i> =	0,4
<i>c/fm</i> =	1

Normată

<i>il</i> =	0,09
<i>or</i> =	11,89
<i>ab</i> =	27,19
<i>an</i> =	8,54
<i>mt</i> =	0,09
<i>en</i> =	1,11
<i>wo</i> =	33,16
<i>fs</i> =	1,57
<i>Q</i> =	16,39

Textura acestor roce este pegmatoidă și în ele se observă chiar cu ochiul liber o masă feldspatică cu unele ochiuri de cuarț și minerale micacee, în-deosebi muscovit.

Plagioclazul se prezintă în granule de dimensiuni variabile și formează plaje mari concrescute și angrenate grafic cu cristalele de cuarț. Uneori este



ușor alterat și conține numeroase incluziuni granulare de cuarț cu extincție unduloasă, sau de cuarț vermicular. În general conține 8 — 17% An, rareori e zonat și atunci prezintă următoarea variație: centru = 17% An, și margine = 11% An. Unghiul axelor optice variază între 81° — 84°. Semn optic pozitiv.

Microclinul se prezintă sub formă de cristale larg dezvoltate și intens corodate de fișile de albit și conține numeroase incluziuni de cuarț, plagioclaz, mai rar biotit, epidot, muscovit și apatit.

Cuarțul apare sub formă de granule cu conture neregulate, formează unele aglomerațiuni și conține incluziuni de microclin și plagioclaz.

Muscovitul formează cuiburi de cristale în plăci de dimensiuni variabile. Uneori acestea pot ajunge pînă la 4 (6) cm grosime, însă plăcile prezintă numeroase diaclaze și crăpături. Uneori prezintă un pleocroism slab iar unghiul axelor optice variază între 36° — 41°.

Pe lângă acestea, apare și biotitul în lamele uneori destul de larg dezvoltate, în general proaspete, rar ușor cloritizate și cu incluziuni de magnetit, titanit, epidot, apatit și zircon.

În unele varietăți de pegmatite, turmalina apare în cantități apreciabile sub formă de cristale idiomorfe, puternic pleocroice: n_p = brun-verzui, n_g = galben și conține frecvent incluziuni de minereu, apatit, cuarț și muscovit.

* * *

În regiunea Comarnicelu am întâlnit și un filon de cuarț cristalin de dimensiuni de 200/40 m.

Cuarțul este de culoare albă, lăptos, cu aspect sticlos. Sub microscop se observă cum cristalele mai mari sînt crăpate în fișii aproape paralele și prezintă o extincție puternic unduloasă. Printre crăpăturile dintre fișii se observă granule mici de cuarț de neoformație cu extincție limpede.

3. FACIESUL AMFIBOLIC

În faciesul micaceu mai ales și mai puțin în cel feldspatic apar sub formă de intercalațiuni interstratificate, amfibolite. Astfel de intercalațiuni mai bine dezvoltate se întîlnesc pe Valea Dobrei, Valea Frumoasă, Tițianu, Coasta Porumbelului, Valea Sebeșului, Valea Cugirului, Măgura, Valea Cîbinului, Poiana Diței, Taia, Valea Muntelui, Valea Sibișelului, cît și la contactul și în apropierea masivelor de peridotite și serpentine. Rocile sînt de culoare verde închis cu o structură grano-nematoblastică și textură în general șistoasă.

După compoziția lor mineralogică putem deosebi următoarele tipuri: amfibolite cu biotit, amfibolite cu epidot, amfibolite cu granați, amfibolite cu piroxeni, gnaise amfibolice și eclogite.

a) AMFIBOLITELE BIOTITICE

Aceste amfibolite se întâlnesc sub formă de intercalații fine, uneori încarabile, îndeosebi în partea de nord a regiunii, mai rar în partea mediană și de sud. Astfel au fost întâlnite unele intercalații pe Valea Rece, Poiana și Gura Rîului.

În compoziția acestor roce intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Hornblendă	27 — 72%	0,3 — 1 — 2	mm
Plagioclaz	18 — 40%	0,3 — 1 — 2	»
Biotit	3 — 17%	0,04—0,07—0,6	»

Minerale accesorii și secundare:

Zoizit și clinozoizit . . .	sub 1%	0,02—0,08	mm
Titanit	»	0,01—0,05	»
Rutil	»	0,01—0,03	»
Minereu	0,1— 3%	0,01—1	»
Apatit	sub 1%	0,03—0,08	»
Zircon	»	0,02—0,05	»
Epidot	»	0,02—0,08	»
Clorit	»	0,01—0,07	»

Minerale sporadice:

Cuarț	0 — 3%	0,03—0,8	mm
Granat	0 — 7%	0,1 — 0,8	»
Muscovit	0 — 1%	0,01—0,9	»

Parametri Niggli.

<i>si</i> =	94 — 124
<i>al</i> =	17 — 29
<i>fm</i> =	40 — 51
<i>c</i> =	17 — 28
<i>alk</i> =	3 — 12
<i>k</i> =	0,14— 0,24
<i>mg</i> =	0,44— 0,64
<i>qz</i> =	—25 — +8
<i>ti</i> =	0,3 — 2,3
<i>p</i> =	0 — 0,8
<i>c/fm</i> =	0,4 — 0,5

Normată

<i>ap</i> =	0 — 0,6
<i>il</i> =	0,4— 2
<i>or</i> =	2 — 9
<i>ab</i> =	7 — 37
<i>an</i> =	17 — 36
<i>mt</i> =	0,7— 3
<i>wo</i> =	0,5—19
<i>en</i> =	14 — 35
<i>fs</i> =	0 — 14
<i>Q</i> =	0 — 2

Structura roci este granoblastică cu tendință spre cea lepidoblastică și cea nematoblastică. Textura este sistoasă.

Hornblenda se prezintă în aceste roce sub formă de cristale prismatice, uneori fasciculizate la capete, trecând în actinot. Are $n_g: c = 17^\circ - 22^\circ$ și $2V = 77^\circ - 88^\circ$. E puternic pleocroică: verde-albăstruie — verde — verde-gălbui și conține uneori incluziuni numeroase de plagioclaz, biotit, clorit, titanit, rutil, zoizit, apatit și minereu.



Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste de mărimi foarte variabile și este intens maclat și fin zonat. Conține între 28 — 45% An, iar plagioclazii zonați conțin în nucleu 28 — 35% An, iar pe margine 33 — 42% An. Unele cristale mai mari pe lângă faptul că prezintă unele ușoare aspecte de sericitizare, conțin frecvent incluziuni de epidot, amfibol, cuarț, sericit, clinozoizit și zoizit. Unghiul axelor optice variază între 82° — 85°, iar semnul optic este negativ.

Biotitul este brun-oliv, apare în foițe uneori larg dezvoltate, foarte pleocroice și intim asociate cu cristalele de hornblendă. Foarte adeseori, biotitul formează plaje la marginea cristalelor mai mari de hornblendă. În general, lamelele de biotit sînt aranjate paralele cu șistozitatea rocilor și numai arareori arată aspecte de dispoziție transversală. În unele tipuri de roce se observă cum lamelele de biotit sînt total cloritizate.

Cuarțul în asociație cu plagioclazii, apare într-un mod cu totul sporadic, în cristale proaspete, cu conture neregulate fără a prezenta fenomene evidente de deformare mecanică.

Epidotul apare de obicei în granule fine, e slab pleocroic, cu $c: n_g = 22^\circ - 23^\circ$, $2V = 78^\circ - 83^\circ$ și semnul optic negativ. În general apare sub formă de de incluziuni, mai rar ca mineral independent.

b) AMFIBOLITELE CU EPIDOT ȘI ZOIZIT

Aceste roce apar în deosebi pe Valea Sebeșului, Valea Frumoasă, Valea Dobra, Valea Cugirului, Valea Diței, etc.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Hornblendă	33 — 65%	0,5 — 1,5 mm
Plagioclaz	18 — 39%	0,06 — 1 »
Epidot	0,5 — 98%	0,1 — 0,9 »
Clinozoizit și zoizit	0,5 — 33%	0,06 — 0,7 »

Minerale accesorii și secundare:

Titanit	0,5 — 5%	0,02 — 0,9 mm
Rutil	sub 1%	0,01 — 0,05 »
Apatit	»	0,03 — 0,1 »
Minereu	»	0,01 — 1 »
Sericit	»	0,01 — 0,04 »
Zircon	»	0,03 — 0,07 »
Clorit	»	0,02 — 0,1 »

Minerale sporadice:

Cuarț	0 — 3 %	0,08 — 0,3 mm
Muscovit	0 — 0,5%	0,03 — 0,1 »
Biotit	0 — 2 %	0,02 — 0,1 »

Parametri Niggli			Normată		
<i>si</i>	= 87	— 119	<i>ap</i>	= 0,3	
<i>al</i>	= 20	— 28	<i>il</i>	= 1	— 3
<i>fm</i>	= 37	— 46	<i>or</i>	= 1	— 10
<i>c</i>	= 24	— 29	<i>ab</i>	= 20	— 34
<i>alk</i>	= 4	— 9	<i>an</i>	= 16	— 45
<i>k</i>	= 0,03	— 0,31	<i>mt</i>	= 1	— 3
<i>mg</i>	= 0,40	— 0,66	<i>wo</i>	= 1	— 16
<i>qz</i>	= —31	— 19	<i>en</i>	= 10	— 19
<i>ti</i>	= 1	— 3	<i>fs</i>	= 0	— 14
<i>p</i>	= 0,07	— 0,14	<i>Q</i>	= 0	— 1
<i>c/fm</i>	= 0,61	— 0,77			

Structura rocilor este granoblastică, textura şistoasă.

Hornblenda apare în xenoblaste larg dezvoltate avînd $c: n_g = 17^\circ - 21^\circ$, $2V = 65^\circ - 85^\circ$ şi conţine frecvent incluziuni de plagioclaz, titanit, apatit, rutil, minereu, epidot, zoizit şi minereu.

Plagioclazul apare de asemenea ca xenoblaste cu 31 — 37% An; unghiul $2V$ variază între $85^\circ - 87^\circ$, iar semnul optic este negativ. Unele cristale conţin incluziuni fine de epidot, muscovit, cuarţ şi mai frecvent sericit, arătînd uneori unele aspecte de sericitizare parţială.

Epidotul se prezintă de obicei în cristale prismatice larg dezvoltate, pleo-croice (alb-cenuşiu—verzui-gălbui), cu $2V = 80^\circ - 81^\circ$ şi semnul optic negativ.

Uneori, apare în cantităţi atît de mari, încît formează adevărate epidotite cum sînt cele de pe Valea Sebeşului în apropiere de Valea Pogoana.

Clinozoizitul, sub formă de granule cu conture rar prismatice, în general neregulate, se formează în deosebi pe seama feldspaţilor. Frecvent se observă cum clinozoizitul ocupă împreună cu sericitul tot conţinutul feldspaţilor, din aceştia nerămînînd decît urme şi conturul lor. E incolor, slab zonat şi cu $2V$ variabil: $78^\circ - 86^\circ$, iar semnul optic este pozitiv. Zoizitul are extincţii paralele şi $2V = 46^\circ - 48^\circ$.

c) AMFIBOLITELE CU GRANAŢI

Aceste amfibolite apar într-un mod cu totul neregulat, însă cele mai frecvente intercalaţii apar în zona mediană şi anume în zona Tiţianu — Valea Sebeş (la confluenţa Văii Bistra cu Valea Dobrei).

Compoziţia mineralogică şi dimensiunile în milimetri:

Minerale principale:

Hornblendă 43 — 70%	0,5 — 1 — 2	mm
Plagioclaz 15 — 40%	0,06 — 0,5 — 1	»
Granat 2 — 8%	0,06 — 0,5 — 0,8	»
Biotit 0,5 — 1%	0,02 — 0,08 — 0,5	»



Minerale accesorii și secundare:

Titanit	1 — 3%	0,03—0,1	mm
Apatit	sub 1%	0,02—0,06	»
Ilmenit	0,5—1%	0,02—0,05	»
Minereu	0,5—1%	0,01—0,6	»
Rutil	sub 1%	0,01—0,04	»
Epidot	»	0,02—0,2	»
Zircon	»	0,01—0,06	»
Clorit	»	0,01—0,08	»

Minerale sporadice:

Cuarț	0 — 8%	0,5 — 1	mm
Muscovit	sub 1%	0,04—0,08	mm

Parametri Niggli

<i>si</i> =	94	—109
<i>al</i> =	19	— 28
<i>fm</i> =	38	— 51
<i>c</i> =	22	— 27
<i>alk</i> =	4	— 8
<i>k</i> =	0,07—	0,2
<i>mg</i> =	0,3	— 0,7
<i>qz</i> =	19	— 29
<i>ti</i> =	0,2	— 5
<i>p</i> =	0,07—	0,1
<i>c/fm</i> =	0,4	— 0,6

Normată

<i>ap</i> =	0,2—0,3
<i>il</i> =	2 — 5
<i>or</i> =	1 — 6
<i>ab</i> =	18 — 27
<i>an</i> =	27 — 44
<i>mt</i> =	1 — 2
<i>zo</i> =	4 — 12
<i>en</i> =	8 — 21
<i>fs</i> =	0 — 13
<i>Q</i> =	0 — 9

Structura rocilor este grano-nematoblastică, iar textura masivă.

Hornblenda sub formă de xenoblaste cu $n_g: c = 17^\circ - 22^\circ$; $2V = 70^\circ - 87^\circ$ conține uneori incluziuni de rutil, titanit, ilmenit, plagioclaz, apatit, rar biotit. Uneori hornblenda arată ușoare aspecte de cloritizare.

Plagioclazul apare de asemenea sub formă de xenoblaste de mărimi complet neregulate și conține 21 — 42% An. În general e fin maclat și zonat avînd în nucleu 29 — 38% An și marginal 21 — 41% An; unghiul $2V$ variază între $82^\circ - 88^\circ$, iar semnul optic este negativ.

Unele cristale sînt uneori sericitizate și epidotizate și conține rare incluziuni de amfiboli, minereu și apatit.

Granatul se prezintă sub formă de cristale izometrice, rar proaspete, în general ciuruite de numeroase incluziuni de hornblendă, plagioclazi, epidot, ilmenit, rutil și în deosebi clorit.

Ceea ce este demn de remarcat este faptul că în aceste amfibolite procentul în titanit este simțitor mai mare decît în multe alte amfibolite. Cristalele de titanit apar de obicei în secțiuni rombice și sînt frecvent asociate cu ilmenit.

În general cristalele arată o dispersiune a extincțiilor destul de accentuată, avînd $c: n_g$ între $48^\circ - 53^\circ$, iar unghiul $2V = 29^\circ - 33^\circ$.



d) AMFIBOLITELE CU PIROXENI

Și aceste roce apar în deosebi în zona mediană, însă sînt mult mai rare decît celelalte tipuri de amfibolite.

Compoziția mineralogică și dimensiunile în milimetri:

Minerale principale:		
Hornblendă	30 —44%	0,1 —0,5— 1 mm
Plagioclaz	16 —31%	0,1 —0,5— 1 »
Diopsid	12 —35%	0,06—0,4—0,9 »

Minerale accesorii și secundare:		
Apatit	sub 1%	0,03—0,2 mm
Titanit	»	0,02—0,1 »
Ilmenit	»	0,04—0,08 »
Rutil	»	0,01—0,05 »
Minereu	0,2 — 3%	0,01—0,8 »
Clinozoizit	0,06— 3%	0,2 —0,4 »

Minerale sporadice:		
Muscovit	0 — 4%	0,01—0,4 mm
Granat	0 — 0,5%	0,5 —0,8 »

Parametri Niggli		Normată
<i>si</i>	= 102	<i>ap</i> = 0,2
<i>al</i>	= 25	<i>il</i> = 0,4
<i>fm</i>	= 40	<i>or</i> = 1,6
<i>c</i>	= 30	<i>ab</i> = 17,4
<i>alk</i>	= 4	<i>an</i> = 43
<i>k</i>	= 0,09	<i>mt</i> = 3,3
<i>mg</i>	= 0,5	<i>wo</i> = 7,3
<i>qz</i>	= —16	<i>en</i> = 22,8
<i>ti</i>	= 0,3	<i>fs</i> = 3,5
<i>p</i>	= 0,1	
<i>c/fm</i>	= 0,7	

În aceste amfibolite, piroxenul (diopsid) apare sub formă de xenoblaste de culoare verde-cenușie cu $c: n_g = 38^\circ - 42^\circ$ și cu $2V = 53^\circ - 59^\circ$.

Hornblenda apare de asemenea sub formă de xenoblaste, care însă în general trec în actinot. Are $c: n_g = 18^\circ - 21^\circ$, iar $2V = 74^\circ - 81^\circ$.

Plagioclazul se prezintă sub formă de cristale de dimensiuni neregulate, în general proaspete, fin maclate și zonate și conțin între 29—41% An. Arareori arată aspecte de sericitizare. Odată cu această sericitizare apar, în mod masiv, incluziunile de clinozoizit.

e) GNAISELE AMFIBOLICE

Aceste roce au o răspîndire destul de largă mai ales în zona mediană și sudică; astfel este zona de la Taia, Smida, Sălănele, Valea Frumoasă și Pietrele Albe.



În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Plagioclaz	17 —60%	0,1 —0,5— 2 mm
Hornblendă	29 —76%	0,1 —0,5— 2 „
Cuarț	0,1— 2%	0,01—0,2—0,8 „

Minerale accesorii și secundare:

Titanit	0,1— 5%	0,05—0,3 mm
Rutil	sub 1%	0,01—0,08 „
Ilmenit	0,1— 2%	0,05—0,6 „
Apatit	sub 1%	0,04—0,1 „
Epidot	0,1— 2%	0,04—0,3 mm
Clorit	sub 1%	0,01—0,05 „
Clinozoit	0,22%	0,03—,2 „
Minereu	0,2— 0,8 %	0,01—0,6 „

Minerale sporadice

Muscovit	0 — 0,5 %	0,02—0,3 mm
Biotit	0 — 1 %	0,02—0,1 „

Parametri Niggli

<i>si</i> = 114 — 122
<i>al</i> = 20 — 28
<i>fm</i> = 34 — 47
<i>c</i> = 27 — 28
<i>alk</i> = 5 — 10
<i>k</i> = 0,04— 0,2
<i>mg</i> = 0,3 — 0,6
<i>qz</i> = 8 — 26
<i>ti</i> = 1 — 5
<i>p</i> = 0,09— 0,9
<i>c/fm</i> = 0,5 — 0,8

Normată

<i>ap</i> = 0— 0,2
<i>il</i> = 1— 4
<i>or</i> = 1— 5
<i>ab</i> = 7—38
<i>an</i> = 24—39
<i>mt</i> = 0— 1
<i>wo</i> = 5—10
<i>en</i> = 10—24
<i>fs</i> = 0—14
<i>Q</i> = 0—17

Structura rocilor este granoblastică, iar textura șistoasă care devine arareori masivă.

Plagioclazul apare sub formă de xenoblaste de mărimi variate, în general proaspete, maclate fin după legea albitului, legea albit + periclin și legea albit + Karlsbad. Frecvent e fin zonat. În general, conține 26—43 % An; în ce privesc zonele se observă următoarea variație: nucleul are 26—31 % An iar zona marginală 27—43 % An. Uneori cristalele sînt total sericitizate și umplute de epidot și clinozoit, alteori plagioclazul este intens alterat, iar în locul lui apare zoizitul.

Hornblenda apare sub formă de cristale prismatice alungite în general după șistozitatea roci; este verde-albăstrui cu $c: n_g = 19^\circ - 23^\circ$ și $2V = 58^\circ - 87^\circ$. Frecvent este fasciculată terminal, trecînd în actinot și conține numeroase incluziuni de titanit, biotit, rutil, apatit și minereu.



f) ECLOGITELE

Eclogitele apar într-un mod cu totul sporadic. Menționăm eclogitele amfibolice de pe Valea Râscoala și cele de la Sibișel în asociație cu diverse tipuri de piroxenite, granatite și epidotite.

Aceste roce vor face însă obiectul unui studiu special.

C) ȘISTURI CU SILICAȚI DE MANGAN ȘI FER

În zona mediană a Munților Sebeș între Valea Pravățului la vest, Valea Jiguresa la sud, Muntele Bătrîna la nord și Muntele Foltea la est, printre șisturile cristaline de tip mesozonal caracterizate prin paragneise biotitice cu granați, micașturi biotitice cu granați, uneori și cu disten, asociate cu cuarțite biotitice, se găsesc intercalate diverse tipuri de șisturi cu silicați de mangan.

Aspectul macroscopic al acestor roce nu trădează nimic deosebit în legătură cu compoziția lor mineralogică. Sînt roce brune-roșietice-negricioase, masive, uneori șistoase. Culoarea lor variază între tonuri mai închise negricioase sau brun-roșietice fiind în funcție atît de cantitatea de oxizi de mangan și fier cît și datorită variației cantității de spessartin și a celorlalți silicați manganiferi. Prezența oxizilor de mangan și fier și dezvoltarea mai largă a păturii de oxidație contribuie la cîștigarea unor tonuri mai închise determinînd un aspect mai mat și făinos.

Veritabile șisturi cu silicați de mangan sînt brun-roșietice și foarte compacte.

În compoziția mineralogică a acestor șisturi intră: spessartin, piroxmangit, rodonit, dannemorit, knebellit, tephroit, rodocrozit, sideroză, apatit, calcit, cuarț, magnetit, piroluzit, psilomelan, braunit, limonit, etc.

Din punct de vedere al asociației și predominanței componentelor putem deosebi două tipuri principale:

Spessartinit, în care componenta principală este spessartinul.

Rodonitit, în compoziția căruia intră în deosebi piroxmangitul și rodonitul.

Mai există și tipuri de tranziție în compoziția cărora intră: spessartinul, piroxmangitul, rodonitul, knebellitul, dannemoritul, etc.

În general, microscopic, rocele prezintă o structură granoblastică, homeoblastică și o textură masivă ușor paralel șistoasă.

Deși macroscopic nu se observă decît spessartin, rodonit și oxizi de fier și mangan, sub microscop s-au putut identifica o serie de minerale rare din grupul rodonitului, olivinei manganifere și amfibolilor manganiferi.

Și aceste roce vor face obiectul unui studiu separat.

D) CONSIDERAȚIUNI GENERALE ASUPRA ȘISTURILOR CRISTALINE

Din toate aceste descrieri destul de sumare ale mineralelor și ale foarte variatelor parageneze, din șisturile cristaline de tip epizonal, cît și din cele de tip mesozonal, reiese destul de clar că între cele două serii de șisturi cris-



taline sînt deosebiri destul de mari în ceea ce privește chimismul mineralelor paragenezelor caracteristice pe de o parte, iar pe de alta, în ce privește intensitatea acțiunii agenților metamorfici.

Ceea ce trebuie remarcat chiar dela început, este faptul că în partea de nord a Munților Sebeș ca și a Munților Poiana Ruscă predomină mai mult un facies grezos-marnos, cu unele slabe îndințări mai ales spre vest cu un facies argilos, iar în partea de sud, un facies argilos cu unele intercalații de marne.

Sedimentarea în aceste două sectoare s-a făcut într-un mod cu totul deosebit și anume de o parte și de alta a unui recif coraligen, recif care a jucat rolul de barieră în ce privește sedimentarea. Astfel în partea de nord, în fața cordiliei, în Munții Sebeș, sedimentarea s-a făcut într-o zonă litorală de mare puțin adîncă, în timp ce în partea de sud, în spatele acestei cordiliei, sedimentarea s-a făcut în mare mult mai adîncă, depunîndu-se în deosebi diverse tipuri de argile și marne argiloase. Din această cordilieră n-a mai rămas decît o fișie de calcare cristaline ce se întinde dela Rășinari și pînă la Cucuiuș. Spre vest, exact pe aceeași direcție, apare zona calcarelor Hunedoara—Runcu. Această din urmă zonă de calcare este mult mai larg dezvoltată decît cea din est, din Munții Sebeș, și din această cauză regimul de sedimentare în acest sector s-a făcut puțin mai diferit, întrucît însăși reciful a jucat și un rol de platformă continentală, încît atît în partea de nord, cît și în cea de sud, în imediata apropiere a acestui recif, s-a instalat un regim de sedimentare litoral, de mare mai puțin adîncă.

În Munții Sebeșului, în deosebi în regiunea Cugirului, reciful a prezentat și o serie de culoare, prin care s-au strecurat apele din sud, încît întîlnim în acest sector unele îndințări între un facies argilos sau calcaros și unul grezos, îndințări care însă sînt mai numeroase în Munții Poiana Ruscă, decît în Munții Sebeș, atît în sectorul nordic, cît și în cel sudic. Acest lucru se datorește pe de o parte faptului că reciful din Munții Sebeșului era instalat la o distanță foarte mică de litoral, iar pe de alta și mărimea lui era mult mai redusă în raport cu reciful din vest, din Munții Poiana Ruscă.

În fața recifului în partea de nord a Munților Sebeșului, avem de a face cu un facies mai mult terigen-psamitic cu tendință spre cel psefitic, pe cînd în partea de sud faciesul este pelitic, uneori chiar aleuritic, cu unele slabe îndințări cu un facies psamitic mai ales în imediata apropiere a recifului.

Întreg acest domeniu de sedimentare a fost prins în orogeneza hercinică și metamorfozat, încît astăzi ne găsim în fața unor șisturi cristaline slab metamorfozate de tip epizonal în partea de nord a Munților Sebeș și cu șisturi cristaline puternic metamorfozate, de tip mesozonal, în partea de sud a acestor munți.

În partea de sud, pe lîngă faptul că faciesul argilos-pelitic a putut să fie metamorfozat sub acțiunea acelorași agenți metamorfici, dacă nu chiar mai puternici, ca și depozitele din partea de nord, însă faciesul acesta fiind mai argilos a putut să recrystalizeze mult mai larg decît faciesul grezos dînd naștere

la roce de tip mesozonal; în domeniul acesta de sedimentare, în partea aceasta de sud, rocele au suferit și unele injecții aplito-pegmatitice care au contribuit într-o măsură oarecare la accelerarea și puterea de recrystalizare a materialului sedimentat. În ce privește agenții metamorfici (temperatura și presiunea lito-statică), aceștia au fost în orice caz mult mai puternici și mai activi în partea de sud decât în partea de nord a Munților Sebeș.

În timp ce în partea de nord, recrystalizarea s-a petrecut numai în stare solidă, prin difuziune cristalină, în partea de sud, ea a fost ajutată și de o serie de fluide care au circulat din cauza presiunilor, unele în timpul sedimentării, iar altele au impregnat rocele în timpul mișcărilor orogenice, sau chiar după această fază. Astfel au luat naștere zone importante de feldspatizări, de gnaise mixte, de lentile de pegmatite și de cuarțuri cristaline și gnaise de injecție. Aportul acesta de fluide care a schimbat în mare măsură chimismul mineralelor primare, a provenit într-o mare măsură din solubilizarea selectivă a materialului sedimentar primar și într-una mai mică și din fluide magmatice, dînd astfel naștere la adevărate migmatite. Difuziunea acestui material s-a putut face și pe calea soluțiunilor, ca și pe calea unei difuziuni atomice în stare solidă. Astfel se semnalează o puternică zonă de feldspatizare în partea de sud a Munților Sebeș în sectorul Valea Luncanilor—Valea Pietrosului—Pîrva și Valea Sebeșului în apropiere de confluența sa cu Valea Frumoasă. În zona aceasta se întîlnesc numeroase corpuri sau masive de gnaise granitice sau chiar granite și granodiorite.

În timp ce în sectorul Lupșa—Cujerele—Valea Boșorog—Valea Sebeșului, în zona micașturilor avem de-a face mai mult cu o diferențiere metamorfică, care a dat naștere la lentile și corpuri de pegmatite formate mai ales din cuarț și plagioclazi și mai rar din feldspați potasici, în partea de sud, menționată mai sus, avem de-a face cu o metasomatoză alcalină.

După zona de metasomatoză se repetă din nou zona de diferențiere metamorfică, etc. Despre repetarea aceasta a zonelor vom vorbi la capitolul tectonice.

II) ROCELE ERUPTIVE

Între rocele eruptive ce apar în regiunea noastră menționăm: roce ultrabazice și porfire cuarțifere.

A) ROCELE ULTRABAZICE

În Carpații Meridionali, rocele ultrabazice se găsesc destul de larg răspîndite atît sub formă de corpuri mai mari care formează uncori masive, cît mai ales sub formă de iviri de mărimi variabile. Astfel în șisturile cristaline ale grupului I întîlnim wehlrite în Munții Căpățîna care sînt formate din olivină și piroxeni și care sînt slab serpentinizate; serpentinite pe Valea Jiețului, Plaiul Galbena (lîngă Voineasa), la Milovăț; serpentine curate între Mălaia și



Seliște, Masivul Petrimanul, unde sînt asociate și cu diorite, Rudina, unde serpentinizarea a mers pînă la formarea asbestului și talcului; Poiana Ruscă, Gura Văii, Podeni, unde apar în asociație cu amfibolitele, etc. În grupul II întîlnim serpentinite în apropierea granitului de Sușița, la Păiuș, Mîndra, Găuri, în legătură cu amfibolitele; Valea Dunării, la Iuți, în asociație cu gabbrourile și serpentinitele dela Baia de Aramă, Găuri, Oslea, Jiul Romînesc, Jiețu, Urdele, etc.

În Munții Sebeșului, ele apar sub formă de corpuri bine individualizate într-o zonă aproape paralelă cu zona șisturilor cu silicați de mangan și fier. Aceste corpuri ies bine în evidență din cauza reliefului pe care îl prezintă, datorită rezistenței lor mai mare la eroziune decît a rocilor înconjurătoare.

Dela vest spre est se individualizează astfel corpul de pe Culmea Maleia două masive pe Culmea Muncelul Tițianului: unul mai mic în partea de vest a acestei culmi și unul mai mare care se întinde din șea și cuprinde și vîrfurile. Înspre Vf. Tițianului, întîlnim de-o parte și de alta a vîrfurilor, o serie de corpuri de mărimi variabile, din care cel mai mare se găsește în partea de vest a vîrfurilor.

În partea de nord-vest a acestor masive, în apropiere de stîna Grușoara, întîlnim un corp mai mic de formă elipsoidală, iar la nord-est de acest corp se întinde cel mai impozant masiv din Munții Sebeșului și anume masivul ce formează Dealul N. gru. În partea de nord-est a masivului Dealul Negru se profilează alte cîteva corpuri de pe Culmea Mlăcile.

În împrejurimile Culmei Poiana Diței se găsesc cinci corpuri de mărimi variabile.

La nord de Dealul Mlăcile, pe Valea Cugirului Mare, apare deasemenea un corp care taie valea în apropiere de Cujerele. La est de această lentilă, pe Culmea Palatinei, se întîlnesc alte trei corpuri de dimensiuni însă mici. În regiunea Culmii Foltea, chiar pe cotă, se găsește un corp circular, iar la nord de Culmea Foltea, pe Valea Dobra înspre Coasta Porumbelului, se găsesc de asemenea o serie de corpuri. În fine, un ultim corp de serpentine apare pe Valea Muntelui, la sud de Rîșinari.

În spărtură proaspătă, rocele au, în general, o culoare neagră închisă. Spărtura este concoidală-colturoasă.

O caracteristică generală a acestor roce este faptul că în masa lor sînt fin dispersate cristale mici de magnetit sub formă de pulbere (7—10 %). Ca o consecință a prezenței acestei magnetite rocele în ansamblul lor sînt puternic magnetice.

În general, ele prezintă o poziție concordantă. Rar se găsesc prinse în sinclinale sau anticlinale și sînt înconjurate de paragneise și cuarțite, afară de cele de pe Valea Cugirului, care sînt intercalate printre pegmatite, și de cele de pe Valea Dobrei, de pe Culmea Surianul, Foltea și Coasta Porumbelului, care sînt înconjurate de micașisturi sau amfibolite (Rîșinari).



Din punct de vedere al compoziției mineralogice procentuale, în Munții Sebeșului deosebim următoarele tipuri de roce ultrabazice: dunite, wehlrite, schriesheimite (peridotite hornblendice) și hornblendite.

1. DUNITELE

Sînt roce masive și de culoare închisă, cu nuanțe verzui. Într-o pastă neagră compactă se văd cu ochiul liber granule sau aglomerațiuni verzui de olivină.

Sub microscop se observă că rocele prezintă o structură echigranulară și o textură masivă.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Minerale principale:

Olivină	50 — 80%	0,2 — 1 mm
Piroxeni }	3 — 4%	0,3 — 4 »
Amfiboli }		0,2 — 0,4 »

Minerale accesorii:

Magnetit	0,3 — 1%	0,01 — 0,06 mm
--------------------	----------	----------------

Minerale secundare:

Antigorit }	6 — 9%	
Crisotil }		
Clorit	0 — 4%	0,03 — 0,1 mm
Bowlingit	sub 1%	0,01 — 0,06 »
Iddingsit	»	0,01 — 0,03 »
Minereu	»	0,01 — 0,04 »
Talc	»	0,01 — 0,03 »
Saponit	»	0,01 — 0,1 »

Olivina apare sub formă de granule cu relief puternic pronunțat. Este incoloră sau slab colorată în nuanțe albastrui-verzui. Prezintă culori de birefringență vii, de ord. I—II (roșu-verzui-gălbui-albastrui), cu $2V = 74^\circ - 87^\circ$.

În general este intens brăzdată de fisuri rectangulare sau neregulate, de-a lungul cărora se insinuează granule fine de minereu și minerale serpentinice.

Marea majoritate a cristalelor de olivină sînt serpentinizate marginal, sau transformate în bowlingit și iddingsit.

Bowlingitul este galben-brun roșietic, uneori verzui, slab pleocroic și prezintă un aspect lamelar asemănător antigoritului.

Frecvent, se observă cum cristalele de bowlingit le încercuesc pe cele de olivină, care se prezintă ca niște granule relict.

Această alterare a olivinei atrage după sine apariția în cantități însemnate de magnetit secundar, care, sub formă de granule fine, idiomorfe sau neregulate se dispune în jurul fostelor cristale de olivină scoțînd astfel în evidență conturile



lor rombice, sau pătrunde sub formă de pulbere fină în interiorul lor mascînd în felul acesta cristalele de bowlingit.

În unele sectoare magnetita este dispusă ca o pulbere fină în conținutul acestora și numai arareori formează aglomerațiuni mai masive printre care se observă și unele granule cu forme cristalografice.

Bowlingitul se poate confunda foarte ușor cu antigoritul, de care însă se deosebește prin culoarea sa galbenă brun-verzuie, pleocroism și birefringență.

Pe lângă bowlingit am întîlnit și rare cristale cu conture neregulate de culoare brun-roșietică, slab pleocroice, de iddingsit. Unele cristale de iddingsit prezintă clivajul bine distinct după (010). Numai într-o singură secțiune am întîlnit și cristale de iddingsit la care s-a putut determina clivajul după (101).

Roca prezintă și un alt aspect de alterare și anume transformarea olivinei în minerale serpentinice (crisotil și antigorit). Dintre acestea cel mai frecvent este crisotilul, care se dispune sub formă de fibre perpendiculare pe direcția fisurațiunilor, pe două sau mai multe rînduri opuse și care sînt în general separate între ele prin granule fine de minereu.

S-au întîlnit și cristale larg dezvoltate de antigorit, mai ales la marginea celor de olivină sau formate pe seama bowlingitului.

Între alte minerale secundare, menționăm și prezența cloritului. Acesta este incolor, ușor colorat în verde-oliv, prezintă culori de birefringență scăzute, este optic pozitiv și cu $2V = 8^\circ$. El provine în deosebi din transformarea amfibolilor. Unele lamele fine de clorit pătrund și în zonele de alterare ale olivinei.

S-au întîlnit și concentrațiuni cu aspecte scamoase sau compacte de solzișori fini de clorit, între care s-au observat și unele lamele cu culori de birefringență albastrui (pennin). Sub forma lor scamoasă sau compactă nu arată forme proprii și nici nu pseudomorfozează nici unul din mineralele primare, însă sînt străbătute de zone de filonașe de antigorit și crisotil, care conțin unele relict de cristale de olivină.

În unele secțiuni am întîlnit și saponit care are o culoare cenușie. E cripto-cristalin și este frecvent brăzdat în toate direcțiile de vinișoare fine de bowlingit. Uneori este însoțit de iddingsit în zone în care bowlingitul este lipsă.

Dintre piroxeni menționăm prezența diopsidului. Acesta este presărat intens de o pulbere fină de minereu, pulbere care scoate foarte bine în evidență clivajele. Este incolor, slab cenușiu, cu culori de birefringență vii și cu unghiul de extincție ce oscilează între $35^\circ - 42^\circ$, $2V = 60^\circ - 61^\circ$.

În mod cu totul sporadic s-au întîlnit și cristale prismatice fine de tremolit a cărui unghi de extincție variază între $14^\circ - 18^\circ$, iar unghiul $2V = 81^\circ - 84^\circ$.

Unele secțiuni sînt complet ocupate chiar numai de plaje și cristale de bowlingit în asociație cu rare cristale de iddingsit și relict de olivină sub formă de ochiuri.



Minereul poate prezenta uneori și unele aspecte de orientare a filonașelor formînd fîșii paralele mai ales în zonele bogate în antigorit și clorit.

În secțiunile care arată o serpentinizare mai avansată, se întîlnesc și zone în care cloritul se prezintă sub formă de lame larg cristalizate. În aceste stadii de serpentinizare se observă cum cristalele de olivină sînt parțial sau total transformate în lamele fîne de antigorit, sau sînt brăzdate în toate direcțiile de filonașe formate din crisotil și minereu. Concomitent cu această serpentinizare, crește și cantitatea în minereu, iar roca prezintă o structură reticulară.

Uneori, transformarea totală a olivinei, duce la roce în a căror compoziție intră numai bowlingit, minerale serpentinite și minereu, întrucît din cristalele de olivină n-au rămas decît conturile, conținutul lor fiind ocupat de bowlingit, minereu și minerale serpentinite. Acestea din urmă scot în evidență structura reticulară caracteristică serpentinitelor.

În dunitele de la Pietrosul, pe lîngă celelalte minerale secundare menționate pînă acuma, apare și talcul. Iddingsitul este rar, locul lui fiind ocupat de saponit, iar bowlingitul este aproape total transformat în antigorit. Uneori structura reticulară arată anumite aspecte de aranjament în amfiteatru. Atît talcul cît și agregatele cloritoase, pseudomorfozează aici minerale prismatice larg dezvoltate.

Uneori, unele cristale de tremolit, dezvoltate în prisme exagerat de lungi, trec în asbest și sînt brăzdate și ele la rîndul lor, reticular, de vinișoare de crisotil sau bowlingit. Acestea din urmă apar deobicei în asociație cu minereul. În majoritatea cazurilor, cristalele de asbest se ascut terminal.

Talcul apare în general în zonele bogate în clorit, iar minereul în aceste zone apare cu totul sporadic.

Secțiunile prin unele din aceste roce sînt complet mascate de plaje de iddingsit brun-roșietice, iar minereul este dispus sub formă de granule fine formînd aspecte reticulare și numai rareori apar și cristale idiomorfe, larg dezvoltate, de magnetit primar.

Dunitele apar în general sub formă de zone cu totul neregulate și arată diverse aspecte de serpentinizare. Astfel le-am întîlnit în Masivul Tițeanu, Dealul Negru, V. Cugirului și Valea Muntelui (Rășinari).

2. WEHRLITELE

Sînt roce de culoare închisă, uneori negre-verzui și prezintă diverse aspecte după predominanța mineralelor principale: olivină sau piroxen.

Macroscopic se poate observa într-un fond foarte compact de culoare neagră, cristale larg dezvoltate de diallag și granule de olivină.

În unele dintre aceste wehrlite se observă și numeroase cristale de actinot, care pot atinge uneori o lungime de 1 cm.



În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Olivină	20 —85%	0,1 —0,8 mm
Piroxeni	3 —55%	0,05—1 »
Amfiboli	2 —15%	0,6 —1 »

Minerale accesorii:

Magnetit	sub 1%	0,08—0,8 mm
----------	--------	-------------

Minerale secundare:

Antigorit	}	10 —41%
Crisotil		
Clorit		0 —25%
Bowlingit	}	1 — 2%
Iddingsit		
Saponit		
Calcit		sub 1%
Talc		0 — 6%
Minereu		0,3— 8%
Magnezit		2 — 3%

Olivina apare sub formă de cristale neregulate, larg dezvoltate, mai mult sau mai puțin transformate, fiind brăzdate în toate sensurile de filonașe de minerale serpentinite, minereu și bowlingit, care le imprimă și o structură reticulară caracteristică. Participația olivinei în aceste roce oscilează între 20% și 85%.

Piroxenii (diallag) se prezintă în cristale de asemenea larg dezvoltate și sînt umpluți de o pulbere fină de minereu. Frecvent, pulberea aceasta scoate în evidență și cele trei tipuri de clivaje caracteristice diallagului. În această pulbere fină se găsesc și granule fine de culoare brună închisă pînă la neagră de cromit; aceste roce au arătat la analizele chimice un procent ridicat de oxizi de crom. Diallagul are unghiuri de extincție care variază între 36°— 41° și este biax pozitiv, cu unghiul 2V variabil (58°— 59°). Unele cristale arată mai mult sau mai puțin fenomene de uralitizare și de maclare polisintetică. Uneori apar atît de larg dezvoltate, încît ocupă mai mult de jumătate din suprafața secțiunii. Ei intră în compoziția acestor roce cu un procent care oscilează între 4—55%. Se observă foarte adeseori cum cristalele de diallag se transformă în talc.

Amfibolii sînt în cea mai mare parte, poate chiar total, secundari și apar sub formă de tremolit și actinot. Sînt incolori cu unghiuri de extincție ce variază între 8°— 22°.

Bowlingitul apare destul de rar și se înșiruie îndeosebi la marginea cristalelor mai mari de olivină sau încercuește cristalele mai mici de piroxeni care se găsesc incluse în olivină.



Minereul se prezintă sub formă de cristale de magnetit fine, idiomorfe, sau sub formă de granule negre, opace, de mărimi și conture neregulate, sau chiar sub formă de pulbere foarte fină. În general el se înșiruie printre granulele de olivină scoțind mai bine în evidență sistemul reticular de serpentinizare a olivinei, sau formează concentrațiuni în mod capricios. De obicei el însoțește bowlingitul.

Dintre mineralele serpentinite menționăm: antigoritul și crisotilul. Lamellele de antigorit înconjoară în general granulele de olivină. Dintre mineralele serpentinite crisotilul predomină.

În unele secțiuni, bowlingitul cuprinde complet spațiul cristalelor de olivină, iar acestea din urmă nu apar decât sub formă de granule izolate în sistemul reticular scos în evidență de filonașele de minereu. În aceste secțiuni piroxenii încep să arate aspecte incipiente de cloritizare.

În porțiunile în care minereul prezintă unele concentrațiuni mai mari, apar și lamelele de antigorit mai masiv și în cazul acesta participația mineralelor serpentinite este destul de însemnată. În stadiile acestea mai avansate de serpentinizare, piroxenii se fasciculizează terminal și trec în uralit și actinot.

În unele din aceste roce, pe măsura scăderii procentuale a olivinei, încep să apară într-o cantitate mai mare, cristalele prismatice fine de tremolit și în aceeași măsură crește cantitativ și cloritul.

Transformarea piroxenilor se face în deosebi de-a lungul clivajelor, printre care se insinuiază granule fine de minereu și lamele de clorit.

În unele din aceste roce bowlingitul este verde-gălbui, pleocroic și trece marginal într-un agregat fin, antigoritic; cloritul este destul de abundent, iar cristalele de olivină rar apar proaspete, în majoritatea cazurilor însă ca relice încercuite de minereu și bowlingit.

Iddingsitul apare în genere, cu totul sporadic, în conținutul cristalelor de bowlingit.

În unele secțiuni se observă cristale de olivină larg dezvoltate, care ocupă uneori trei sferturi din imaginea lor. În genere, după cum am spus mai sus, olivina este transformată parțial sau total în minereu și bowlingit.

Din această scurtă prezentare a wehrlitelor se desprinde imaginea a două fenomene de autometamorfism și anume: serpentinizarea olivinei dând naștere la minerale serpentinite care prin predominarea lor duc la serpentinite și uralitizarea diallagului trecând uneori de la adevărate diallagite la amfibolite.

În masivul de la Grușoara, wehrlitele arată unele aspecte puțin diferite. Aici tremolitul apare în cristale prismatice de dimensiuni mari, în comparație cu dimensiunile celorlalte componente; în general sînt proaspete și nu arată nici un fel de transformare. În majoritatea cazurilor, tremolitul s-a format pe seama diopsidului.



Cloritul se prezintă sub formă de lamele, care uneori sînt incolore, puțin alungite, îndoite și răspîndite în mod neregulat în masa roci.

Olivina apare întotdeauna cu conture neregulate; frecvent este mai abundentă în sectoarele lipsite de tremolit. În general, cristalele de olivină sînt prinse într-o rețea de minerale serpentinice. Ca de obicei, mineralele serpentinice nu se opresc la marginea cristalului de olivină, ci avansează pe spărturile existente în cristale.

Piroxenul apare în cantități minime și de cele mai multe ori în prisme slab serpentinizate pe direcțiile de clivaj.

Magnetitul se prezintă în granule neregulate și răspîndite în întreaga rocă, de așa manieră încît nu putem vorbi de sectoare mai sărace sau mai bogate în magnetit.

În rocă se întîlnesc frecvent și diacLAze care sînt în general umplute cu magnezit.

Astfel de roce au mai fost semnalate în Carpații Meridionali de către MURGOCI, pe versantul de nord al Muntelui Ursu.

Wehrlite au fost întîlnite de asemenea într-un mod cu totul neregulat; mai mult sub formă de concentrațiuni în următoarele masive: Tițianu, Dealul Negru, Poiana Diței, Valea Muntelui, Coasta Porumbelului și V. Cugirului.

3. SCHRIESHEIMITELE (PERIDOTITE HORNBLENDICE)

Structura acestor roce variază de la o structură fanerocristalină la una microcristalină porfirică în care cristalele sînt echigranulare și holocristaline. Textura este masivă, compactă.

În unele din aceste roce uneori într-un țesut fundamental format din cristale fine de tremolit sau dintr-un țesut reticular, format în deosebi din crisotil, se observă chiar cu ochiul liber fenocristale larg dezvoltate de tremolit, diopsid sau olivină. Uneori, aceste componente principale apar în mod egal dezvoltate, predominînd însă, cristalele prismatice de amfiboli și piroxeni.

În unele cazuri, cristalele de amfiboli și piroxeni prezintă un aspect de orientare a prismelor scoțînd astfel în evidență o textură slab paralelă, mai ales atunci cînd acestea sînt asociate cu lamelele de clorit.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Olivină	1—45%	0,1 — 0,4 mm
Amfiboli	10—62%	0,1 — 1 "

Minerale accesorii:

Magnetit	sub 1%	0,02—0,1 mm
Piroxeni	0—5%	0,2 — 0,8 "



Minerale secundare:

Antigorit	}	1—31%
Crisotil			
Clorit	2—15%	
Magnezit	sub 1%	
Bowlingit	}	0—7%
Iddingsit			
Calcit	sub 1%	
Saponit	

Tremolitul se prezintă atît sub formă de cristale mici, uneori chiar micro-litice, cît și sub formă de fenocristale larg dezvoltate. Este incolor, cu nuanțe verzui, cristalizat în prisme alungite fără fețe terminale. Unghiul de extincție oscilează între 8° — 19° .

Uneori, unele cristale probabil de pargasit, prezintă constant un unghi de extincție ce variază între 22° — 25° , cu $2V = 65^{\circ}$; alteori, prezintă o extincție cu un unghi constant sub 10° , de unde putem trage concluzia că cel puțin pentru ultimul caz avem de a face cu o varietate de tremolit și anume «ferrotremolit» care este un mineral biax negativ cu unghiul $2V = 74^{\circ}$.

Ceea ce este de asemeni demn de remarcat este faptul că unele cristale de tremolit sînt ciuruite poikilitic de granule de mărimi variabile de minereu, sau acesta din urmă apare sub forma unei pulberi fine care maschează complet conținutul cristalelor. Uneori se întîlnesc și cristale de asemeni prismatice însă foarte alungite, care sînt în general proaspete; de ele nefiind legate, decît într-un mod cu totul întîmplător granulele de minereu și au un unghi de extincție constant de 17° .

Cristalele mai mari de tremolit prezintă frecvente transformări în clorit cu care este intim asociat și din cauza căruia prezintă extincții unduloase datorită inflexiunii lamelelor de clorit.

Olivina apare sub formă de granule larg dezvoltate, rar proaspete, în general, alterate parțial sau complet brăzdate în toate sensurile de filonașe formate din crisotil și minereu și înconjurate de o zonă de grosime variabilă bine conturată de bowlingit cu structură antigoritică. Uneori, în conținutul cristalelor de olivină pătrund și lamele fine de clorit sau ace de actinot.

În unele roce, olivina poate ajunge un procent de 45% iar în altele, abia dacă atinge 1% din compoziția rocei. În secțiunile în care olivina apare în cantitate mai mare, minereul este legat de aceasta, amfibolii se prezintă sub formă de cristale mici și proaspete, iar mineralele serpentinice cresc cantitativ.

Piroxenii apar sub formă de diopsid și augit. Diopsidul este reprezentat în majoritatea cazurilor prin varietatea diallag, în cristale în general larg dezvoltate care sînt presărate cu o pulbere fină de minereu. Augitul apare mult mai rar și se prezintă sub formă de cristale cu conture idiomorfe impregnate de asemenea cu o pulbere opacă de oxizi de fier.



Cloritul apare sub formă de lamele fine, rar formează aglomerațiuni. În general, lamelele sale sînt proaspete și prezintă o culoare de birefrință scăzută. Este optic pozitiv cu unghiul $2V = 0^\circ$ și alungirea negativă.

Unele cristale sînt complet izotrope și conțin sub formă de incluziuni, cristale idiomorfe de magnetit.

Mineralele serpentinice (crisotil și antigorit) participă uneori în cantitate destul de mare (30%), crisotilul fiind predominant. În unele secțiuni, în care mineralele amfibolice sînt în mare parte transformate, antigoritul predomină asupra crisotilului.

Bowlingitul se prezintă în unele secțiuni de obicei în cantitate destul de mare și pe măsura creșterii acestuia, crește și minereul. Acesta din urmă poate să ajungă uneori la un procent de 6% din compoziția roci.

De multe ori existența olivinei este semnalată numai de prezența bowlingitului care o pseudomorfozează. În unele cazuri acesta apare și sub formă de filonașe care brăzdează în mod neregulat roca în toate direcțiile. Frecvent apare puternic colorat și prezintă un pleocroism pronunțat.

În unele secțiuni apar și cristale de calcit larg dezvoltate, frecvent asociate cu minereu.

Saponitul apare uneori în cantități destul de remarcabile, nu prezintă însă decît arareori conture bine distincte; în general este microcristalin și foarte slab birefringent.

Cu totul întîmplător, am întîlnit în unele secțiuni cristale de amfiboli maclate după (010), sau macle după legea Karlsbad.

Iddingsitul a fost întîlnit sub formă de cristale mici însă cu totul întîmplător.

În unele secțiuni, local, acolo unde lamelele fine de clorit au o dezvoltare alungită, roca are un aspect de structură cfitică.

Pe lîngă alte fenomene de autometamorfism, am întîlnit frecvent și fenomene de bastitizare.

În rocele cu un procent însemnat de piroxeni, au fost întîlnite și cri tale de bronzit cu incluziuni de minereu sub formă de granule dispuse în mod simetric.

Frecvent se observă cum tremolitul trece în antigorit în timp ce filonașele destul de larg dezvoltate de crisotil sînt formate din 6 strătulețe colorate unele în brun, altele în cenușiu, care se dispun alternativ.

În unele secțiuni se observă cum prin zonele bogate în antigorit pătrund 2 — 3 filonașe paralele de calcit care conțin la rîndul lor fișii destul de larg dezvoltate de minereu, paralele și dispuse perpendicular pe filonașe de calcit.

Calcita și minereul cu care este asociată, provine din alterarea amfibolilor; poate forma uneori zone de concentrație masive prin care pătrund din toate direcțiile lamele fine de clorit, sau acestea din urmă separă aceste aglomerațiuni de calcit între ele, după direcții paralele. Uneori, calcitul și cloritul formează împreună fișii paralele, cu aspecte unduloase.



S-au întâlnit printre aceste roce și unele care prezintă fenomene de carbonatare destul de pronunțate.

Deasemenea, s-au întâlnit și roce în care actinotul este mineralul predominant. În aceste roce, dispoziția de orientare a prismelor de actinot scoate în evidență o textură paralel sinuoasă trecînd în adevărate șisturi actinolitice. În aceste șisturi actinolitice, cristalele de olivină sînt transformate aproape total în bowlingit și au o dezvoltare mai largă și o formă izometrică. Se prezintă ca porfiroblaste. Uneori porfiroblastele de olivină sînt proaspete, altele sînt transformate în antigorit și mai ales în bowlingit. Cîteodată însă, aspectul șistos al rocei este evidențiat mai ales de dispoziția în fișii paralele a lamelelor de clorit.

În unele din aceste peridotite din Masivul Tițianu am întâlnit și unele aspecte mai deosebite, cari constau în aceea că cristalele de olivină sînt destul de larg dezvoltate și transformate în parte în bowlingit și iddingsit. Acest din urmă mineral apare în cantitate mai mare în masivul menționat mai sus decît în celelalte.

Piroxenii prezintă pe o scară mai largă fenomene de bastitizare, iar tremolitul care apare în general dezvoltat în cristale prismatice foarte lungi, este transformat în parte în talc și asbest. Uneori, tremolitul transformat în parte în asbest, prezintă o structură radiară sub formă de sori.

În unele din aceste roce, fenomen de altfel constatat și în peridotitele din celelalte masive, olivina dispare completamente, locul ei fiind ocupat de piroxenii. Aceștia, sub formă de diallag, apar în cristale larg dezvoltate formînd fenocristale într-un fond constituit din cristale fine de amfibol.

De diallag sînt legate și mineralizațiile întrucît cristalele acestor minerale sînt complet acoperite de o pulbere fină de minereu. Unele din aceste cristale, datorită acestei pulbere de minereu, lasă să iasă în evidență sistemele sale de clivaj.

Aceste roce au o răspîndire destul de largă și formează uneori zone compacte cum sînt cele de la Rășinari, Dealul Negru, Tițianu, Coasta Porumbelului și V. Cugirului.

4. HORNBLENDITELE

Structura rocei este granulară, microcristalină, uneori fanerocristalină, textura masivă, compactă.

În compoziția rocilor intră: tremolit care este mineralul predominant, actinot, diopsid, clorit, minereu, calcit, antigorit, talc, epidot, cuarț, granați, zoizit, clinozoizit, hornblendă.

După predominanța mineralelor amfibolice, în mare, putem deosebi două tipuri de hornblendite: *a*) formate din predominanța tremolitului (grammatite) și *b*) hornblendite propriu zise.



a) GRAMMATITELE

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale

Olivină	2 —32%	0,06—0,4 mm
Tremolit	20 —80%	0,1 —1,5 »

Minerale accesorii:

Magnetit	1 — 3%	0,03—0,1 mm
Diopsid	0 — 2%	0,3 —0,9 »
Augit	0 — 0,3%	0,03—0,07 »
Actinot	0 — 0,5%	0,5 —2 »

Minerale secundare:

Antigorit }	3 —40%	
Crisotil }		
Clorit	5 —30%	0,03—0,6 mm
Minereu	0,2— 1%	0,01—0,05 »
Asbest	0 — 5%	0,03—2 »
Talc	0 —15%	0,3 —1 »
Magnezit	0 — 2%	0,05—0,4 »

În aceste roce tremolitul apare sub formă de cristale idiomorfe larg cristalizate. E incolor, cu clivaje distincte după (010), iar după secțiunile transversale prezintă clivaje caracteristice amfibolilor (unghiuri de 124°). Culoarea de interferență variază, după secțiuni, dela galben-cenușiu de ord. I la roșu-verzui-albăstrui de ord. II. Unghiurile de extincție variază între 12° — 19° . E biax negativ cu unghiul $2V = 86^\circ$ — 88° . În majoritatea rocilor el apare într-un procent destul de mare ce oscilează între 20 — 80% din compoziția roci. Uneori, unele cristale prezintă și macle.

În mod cu totul sporadic am întâlnit și cristale de tremolit care conțin incluziuni rare de oxizi metalici. Aceste incluziuni însă, pot forma în unele roce concentrațiuni destul de mari sub formă de pulbere fină. În unele cristale am întâlnit însă destul de rar, și granule de minereu cu conture idiomorfe de magnetit.

Arareori, cristalele de tremolit sînt și pleocroice avînd pe n_p = alb-gălbui, uneori în tonuri slab verzui, n_m = verde-cenușiu, iar n_g = verde pal. Printre aceste cristale de tremolit se întîlnesc frecvent și lame fine de clorit.

În unele secțiuni, cristalele de tremolit în asociație cu cele de actinot sînt astfel aranjate încît prezintă aspectul unei structuri ofitice.

În rocele în care lamelele de clorit încep să abunde, apare și minereul în cantitate mai mare, sub formă de granule cu conture neregulate și de mărimi variabile.

În mod frecvent, însă, minereul care este legat de zonele cloritoase uneori invadează și cristalele de amfiboli din apropiere.



În general, se observă că lamelele de clorit iau naștere pe seama tremolitului întrucât în conținutul acestora se observă cum lamelele mai mici de clorit îl corodează pe acesta destul de profund, sau îl brăzdează sub formă de lamele fin lunguiețe în toate direcțiile. Această transformare a tremolitului în clorit este însă mai bine vizibilă la marginea cristalelor de tremolit. Uneori se observă în lamelele larg dezvoltate de clorit unele relict de tremolit care încă n-au fost complet transformate. Ceea ce merită să fie semnalat este faptul că lamelele de clorit ce iau naștere pe seama tremolitului nu se formează în deosebi de-a lungul clivajelor cum ar fi normal, ci în interiorul cristalelor prin fenomene de coroziune care prezintă aspecte curioase dînd naștere la forme de lamele de clorit cu totul neregulate și dispuse într-un mod cu totul capricios.

La unele cristale de tremolit am întîlnit și fenomenul de dispersiune a extincțiilor destul de accentuat variind între 16° — 20° .

Lamelele de clorit mai larg dezvoltate și care le pseudomorfozează pe cele de tremolit, prezintă extincții unduloase, paralele cu liniile de clivaj. Cloritul prezintă culori de birefringență scăzute, cenușiu de ord. I. E biax pozitiv, cu unghiul $2V$ ce variază între 0° — 6° . Uneori formează plaje destul de larg dezvoltate, plaje care sînt aproape întotdeauna izotrope și care numai local prezintă aspecte incipiente de individualizare a proprietăților sale optice. În unele roce, plajele acestea izotrope de clorit pot atinge un procent de 30%.

În unele din aceste roce, au fost întîlnite și rare cristale de diopsid larg dezvoltate, care în general sînt umplute cu incluziuni de minereu.

În afară de diopsid au mai fost întîlnite și cristale mici idiomorfe de augit.

În unele din aceste grammatite apar și minerale serpentinice mai mult sau mai puțin dezvoltate. Aceste minerale serpentinice numai arareori prezintă o dispoziție reticulară. În general ele sînt aranjate în fișii paralele, sau, unele lamele de antigorit formează cu fișiile paralele un unghi de 34° , prezentînd în felul acesta aspecte de parchetaj sau de coadă de rîndunică. Orientarea optică a acestor lamele este alternativ opusă, încît în lumina paralelă cu nicoli în cruce aceste lamele dau aspectul unor macle polisintetice. În general în aceste secțiuni crisotilul e cu totul subordonat antigoritului.

b) HORNBLENDITELE PROPRIU ZISE

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:		
Amfiboli	30—90%	0,1 —1 mm
Minerale accesorii:		
Magnetit	1— 3%	0,03—2 mm
Piroxeni	0—18%	0,08—1 »
Apatit	sub 1%	0,03—0,06 »
Zircon	»	0,01—0,04 »



Minerale secundare:

Asbest	0—5%	0,6 —1 mm
Talc	0—16%	0,02—0,05 »
Clorit	0—12%	0,06—0,2 »
Zoizit	sub 1%	0,03—0,1 »
Cuarț	■	0,02—0,05 »
Epidot	0—39%	0,02—0,08 »

În aceste roce, dintre amfiboli, hornblenda este mineralul predominant și apare într-un procent ce oscilează între 30 — 90% din compoziția rocei. Hornblenda este brună, puternic pleocroică și apare sub formă de cristale idiomorfe avînd unghiuri de extincție între 16° — 19° . În unele roce, însă cu totul sporadic, se observă cum unele cristale de hornblendă sînt prinse într-o pastă fină criptocristalină, argilo-silicioasă, care nu și-a individualizat încă complet proprietățile sale optice. Unele cristale de hornblendă prezintă uneori unghiuri de extincție de 21° și $2V = 62^{\circ}$.

În general, hornblenda este asociată cu zoizitul. Acesta din urmă are un relief puternic pronunțat, prezintă culori de birefrință scăzute; e biax pozitiv, cu unghiul $2V = 30^{\circ}$.

În general, cristalele de zoizit sînt însoțite de granule foarte fine de minereu.

Au fost întîlnite și roce care conțin și cristale xenomorfe de cuarț, ace de actinot, cristale fine de rutil și titanit.

Cloritul apare sub formă de lamele, uneori în cantități destul de remarcabile. E puternic pleocroic și arată cîte odată cînd apare în asociație cu oxizii de fier, unele aspecte de biotitzare.

Minereul în general se dezagregă și formează plaje brune care sînt în general intim întreșute cu lamelele de clorit.

În unele roce au fost întîlnite și unele fenomene destul de interesante și anume: într-un fond criptocristalin de culoare brun-cenușie sînt prinse fenocristale de hornblendă, fenocristale care sînt în cea mai mare parte corodate de această pastă. În pastă s-au putut identifica unele microlite de sericit și de cuarț criptocristalin.

În afară de aceste minerale menționate pînă acum, s-au întîlnit și cristale de apatit care sînt larg dezvoltate și de zircon sub formă de granule cu conture rotunjite.

În unele din aceste hornblendite s-au întîlnit frecvent și cristale de actino în prisme alungite, larg dezvoltate și transformate în asbest.

Cu totul întîmplător au fost întîlnite printre aceste hornblendite și roce foarte bogate în piroxeni și epidot sau cuarț și zoizit.

Rocele acestea au o răspîndire destul de largă și formează uneori zone compacte cum sînt cele de la Tițeanu, Dealul Negru, Coasta Porumbelului, Foltea, Grușoara și Rășinari.



B) ROCELE METAMORFICE LEGATE DE MASIVELE ERUPTIVE ULTRABAZICE

Atît în interiorul masivelor cît mai ales în periferia lor, ca și la contactul acestor masive cu rocele înconjurătoare, întîlnim o serie de roce formate fie prin fenomene de autometasomatism, de metasomatism cu evacuarea unor cantități destul de însemnate de MgO , FeO și SiO_2 din aceste roce ultrabazice, fie prin procese de modificare hidrotermală a acestor roce ultrabazice prin combinare cu procese de metamorfism dinamic.

Astfel, prin autometasomatismul dunitelor au luat naștere serpentinitele apodunitice iar prin autometasomatismul peridotitelor, au luat naștere serpentinitele apoperidotitice.

Prin metasomatoza magneziană au luat naștere: clorititele, granatitele și șisturile biotitice, iar din procesele hidrotermale în combinare cu cele de metamorfism dinamic, au luat naștere șisturile cu tremolit și șisturile talcoase.

1. SERPENTINITELE APODUNITICE

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Olivină	1 — 38%	0,1 — 0,5 mm
Antigorit }	12 — 80%	
Crisotil }		0,05 — 0,8 »
Piroxeni	1 — 38%	0,3 — 0,9 »
Amfiboli	0 — 30%	0,1 — 0,2 »
Clorit	3 — 25%	0,02 — 0,3 »
Minereu	1 — 6%	0,1 — 0,9 »
Talc	0,2 — 12%	0,05 — 0,1 »
Calcit	sub 1%	0,02 — 0,04 »
Bowlingit	»	0,1 — 18 »
Asbest	0 — 2%	

Aceste roce formează zone compacte și destul de larg dezvoltate mai ales la partea superioară a masivelor, dar asta nu înseamnă că astfel de roce nu se găsesc și în interiorul lor sau nu ocupă uneori chiar complet unele masive mai mici.

Structura rocilor este reticulară pîsloasă, uneori cu aspecte porfirice, iar textura masivă.

Rocile sînt formate dintr-un sistem reticular constituit din fibre de crisotil și antigorit, în care ochiurile sînt formate din lamele de antigorit sau relicte de olivină.

În mod cu totul neregulat în unele din aceste roce, în masa lor, apar și lamele larg dezvoltate de clorit ce sînt însoțite adesea de granule fine de calcit. Asociația aceasta de calcit cu clorit ne face să credem că lamelele de clorit provin din transformarea amfibolilor. Cloritul prezintă uneori aspecte penate



sau de snopi. Arareori, lamelele de clorit pseudomorfozează cristalele de amfiboli care au fost maclate primordial și din care n-a rămas decât lama mediană.

Printr-un metamorfism mai avansat, de multe ori structura reticulară este complet desființată, iar mineralele serpentinice formează o masă pîsloasă în care lamelele de clorit se prezintă ca niște porfiroblaste.

În unele secțiuni din loc în loc se observă niște conture rombice înconjurate de granule de minereu și în acest caz și structura reticulară este bine păstrată. Aceste forme ne amintesc de cristalele larg dezvoltate de olivină.

Minereul în general apare în asociație cu lamelele de clorit, însă de foarte multe ori este împrăștiat în mod neregulat în toată masa roci sub formă de granule neregulate, sau este dispus și el în aranjamente reticulare.

Mineralele serpentinice se pot prezenta și sub formă de microlite uneori criptocristaline și formează o masă compactă, iar caracteristicile lor optice sînt submicroscopice.

În unele din aceste roci se observă și o participare însemnată a mineralelor amfibolice, iar printre reticulele formate de mineralele serpentinice se strecoară și solzi fini de talc.

Uneori cristalele prismatice alungite de actinot sînt transformate total sau parțial în asbest care prezintă o extincție unduloasă diagonal pe alungire. Am întîlnit și roci în care reticulele sînt formate numai din fibre fine de crisotil, iar ochiurile sînt ocupate de minereu.

Peste fondul acesta reticular se așterne o pulbere fină de minereu sub formă de fire paralele amintindu-ne clivajele unor minerale prismatice.

În aceste roci, olivina nu apare decât sub formă de relice în ochiurile reticulelor formate de crisotil, iar antigoritul este aproape absent. Uneori, însă participarea acestuia din urmă în unele roci este atît de mare încît suprafața secțiunii prezintă aspecte vălurate.

Pe lîngă relictele de olivină, în unele roci au fost întîlnite și cristale rare de bowlingit.

Foarte frecvent în țesătura aceasta antigoritică apar cristale fibroase de asbest și lamele de clorit.

În unele secțiuni, minereul apare și el într-o cantitate destul de mare, fie sub formă de pulbere sau granule dispersate în toată masa roci, fie sub formă de cristale cu conture larg dezvoltate.

În rocele, în care minereul apare în cantitate mai mare și participarea cloritului este mai mare.

Au fost întîlnite și roci în care olivina apare în cristale larg dezvoltate și proaspete. În aceste roci au fost întîlnite atît cristale de tremolit și actinot cît și lamele de clorit, intim asociate cu granulele de calcit. Acestea din urmă pot forma uneori concentrațiuni destul de însemnate.

Au fost întîlnite și roci în care ochiurile formate din reticulele mineralelor serpentinice sînt ocupate de saponit.



2. SERPENTINITELE APOPERIDOTITICE

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Crisotil	}	30 — 90 %	
Antigorit			
Amfiboli		5 — 75 %	0,1 — 1 mm
Piroxeni		0,5 — 3 %	0,1 — 1,8 »
Olivină		1 — 25 %	0,06 — 0,5 »
Minereu		1 — 15 %	0,03 — 0,08 »
Calcit		0,1 — 0,6 %	0,03 — 0,1 »
Talc		0,6 — 10 %	0,01 — 0,06 »
Asbest		0,2 — 6 %	0,1 — 13 »
Clorit		2 — 30 %	0,01 — 0,1 »
Magnezit		0 — 3 %	0,1 — 0,2 »
Granat		0 — 2 %	0,04 — 0,1 »

Structura acestor roce este și ea reticular pîsloasă uneori cu aspecte porfirice datorită cristalelor larg dezvoltate de amfibol, iar textura este masivă.

Într-un fond pîslos, fibros sau reticular, apar cristale uneori fine, alteori larg dezvoltate de tremolit care sînt în cea mai mare parte transformate fie în lamele de clorit sau antigorit, fie în agregate solzoase de clorit și brucit.

De-a lungul clivajelor cristalelor relict de amfiboli și piroxeni, se observă o aglomerațiune mare de granule de minereu.

În general, în aceste roce, crisotilul e cu totul subordonat antigoritului. În unele din aceste roce, cristalele de antigorit prezintă aspecte flamoase sau ferestrate, iar talcul și asbestul apar în cantități destul de remarcabile.

În afară de aceste minerale se întîlnesc uneori și relict de olivină.

Participația talcului și asbestului în aceste roce este destul de constantă. Acesta din urmă poate apărea uneori destul de larg dezvoltat.

Uneori cristalele mai mari de tremolit transformate parțial în clorit sînt ciuruite de cristale fine de clorit și mai ales de calcit care scot în evidență, bine înțeles cu totul local, o structură poikilitică.

În rocele în care apar numai amfibolii într-o cantitate care poate atinge un procent de 75% din compoziția rocei, dintre mineralele serpentinite nu apare decît numai antigoritul, iar cristalele de tremolit sînt intens ciuruite de granule fine de minereu care uneori este însoțit și de bowlingit.

Ca o remarcă generală menționăm faptul că, în serpentinitele apoperidotitice, dintre mineralele serpentinite, crisotilul este cu totul redus și subordonat antigoritului și apare într-un raport de 1:10 uneori chiar și mai puțin.

În unele secțiuni se observă cum în jurul cristalelor relict de olivină se dispun zone de alterare în rozete.

În corpul de la Foltea am întîlnit și rare cristale de pirop, în parte alterate, care prezintă frumoase zone kelifitice formate din fibre de amfiboli.

În aceste serpentinite participația calcitei este mult mai mare decît în cele descrise mai sus.



Am întâlnit în unele secțiuni și cristale de diallag larg dezvoltate care prezintă în jurul lor un agregat fin serpentinic.

În aceste roce se observă și aspecte orbiculare în care orbiculele sînt constituite din agregate solzoase de clorit, colorate succesiv în cercuri concentrice în tonuri mai închise și mai deschise. Uneori nucleul acestor orbicule este ocupat de lamele de clorit care prezintă culori de birefringență albastrui. Alteori, în interiorul orbiculelor de clorit se întîlnesc relictde de diallag care sînt flancate de clorit cu culori de birefringență albastrui. Printre aceste orbicule sau printre cristalele larg dezvoltate de diallag sau granule mai mari de olivină, se insinuează helicitic prisme fine de amfiboli. În unele roce se observă cum cristalele de amfiboli se transformă în clorit de culoare de birefringență albastruie și care la rîndul său trece în varietățile de clorit cu culori de birefringență scăzute.

Uneori cloritul poate forma zone de concentrație în care lamelele sale sînt larg dezvoltate.

Minereul în aceste roce este în general redus și nu formează decît întîmplător unele concentrațiuni mai importante.

Cu această ocazie ținem să descriem și unele roce mai speciale care însoțesc întotdeauna masivele menționate mai sus, fie că unele din ele brăzdează aceste masive, fie că formează zone marginale ale acestora.

Rocele acestea formează faciesuri compacte pe zone destul de larg dezvoltate și mai ales la partea lor superioară.

3. ȘISTURILE CU TREMOLIT

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Tremolit	} 17 —70%	lung. (0,6—16) lat. (0,1—0,8) mm
Actinot			
Clorit	1 —25%	0,1 —0,8 mm
Calcit	0,6—1%	0,03—0,08 »
Asbest	0 —10%	lung. (0,5—58) lat. (0,03—0,1) mm
Talc	0 —13%	0,01—0,1 mm
Piroxeni	0 —4%	0,3 —0,5 »
Olivină	0 —30%	0,5 —1 »
Minereu	1 —4%	0,03—0,4 »
Cuarț	0 —0,1%	0,03—0,8 »
Magnezit	0 —10%	0,1 —1 »

Structura acestor roce este nematoblastică, iar textura paralelă.

Tremolitul în aceste șisturi apare în cantități remarcabile și este întotdeauna mineralul predominant. Frecvent apare în asociație cu cristalele prismatice de actinot. Acesta din urmă se întîlnește mai ales la terminațiunile cristalelor de tremolit din care de altfel provine, iar el la rîndul lui trece în fibre de asbest.



Unele aspecte ale acestor roce au fost descrise și la hornblendite ca și la celelalte tipuri de roce.

Întrucât în aceste roce se întâlnesc destul de frecvent cristale relict de olivină și piroxeni, ne face să credem că ele au provenit din metamorfozarea diverselor tipuri de peridotite.

Și aceste roce ca și precedentele formează faciesuri compacte pe zone larg dezvoltate dar mai ales la partea superioară a masivelor.

4. ȘISTURILE TALCOASE

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Talc	17—62%	lung. (0,7—0,8) lat. (0,1—0,2) mm
Actinot }	3—9%	lung. (0,3—6) lat. (0,03—0,3) mm
Tremolit }		
Antigorit }	6—41%	
Crisotil }		
Asbest	2—5%	lung. (0,8—53) lat. (0,1—3) mm
Minereu	2—12%	0,02—0,08 mm
Olivină	0—35%	0,06—0,4 »

Structura rocei este granulară, iar textura este șistoasă, uneori masivă.

Talcul se prezintă sub formă de cristale fibroase larg dezvoltate și care prezintă un clivaj perfect. Are o culoare de birefrință roz-albăstrui de ord. II asemănătoare cu cea a muscovitului; extincții drepte; este mineral biax cu semnul optic negativ, iar unghiul 2V cca 16°.

Uneori de-a lungul clivajelor cristalelor de talc se insinuează lamele fine, subțiri, lunguiețe de clorit. Alteori, aceste lamele traversează cristalele de talc sau formează agregate cu aspecte flamante, spinoase sau sînt dispuse radier.

În unele din aceste șisturi, tremolitul apare sub formă de cristale prismatice proaspete, iar actinotul în prisme alungite ce se fasciculizează terminal.

Unele roce sînt formate numai din cristale de talc și numai arareori se întâlnesc relict de cristale de actinot sau de tremolit.

În aceste roce se observă o peliculă subțire de culoare galbenă brun-ruginie de goethit, care împânzește roca într-un mod capricios cu aspecte arborescente.

Au fost întâlnite și roce cu numeroase granule relict de olivină prinse într-un agregat reticular de minerale serpentinite.

Aceste roce formează faciesuri compacte pe zone destul de larg dezvoltate aproape în toate masivele.

5. CLORITITELE

În majoritatea masivelor apar zone de roce formate numai din clorit uneori înguste, alteori destul de larg dezvoltate, avînd grosimi de cca 5 — 10 cm.



Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Clorit	79 — 99 %	0,06—0,3 mm
Minereu	0,1 — 3 %	0,01—0,04 »
Calcit	0,01— 0,3%	0,03—0,07 »
Antigorit }	0 — 0,5%	
Crisotil }		

Numai arareori printre lamelele de clorit mai apar și granule fine de calcit.

Cloritul apare de obicei în lamele larg dezvoltate dispuse în general în mod neregulat în masa roci și numai în unele secțiuni se observă cum lamelele mai fine arată o aranjare paralelă. Acest clorit are o extincție dreaptă; semn optic pozitiv și unghiul $2V = 4^\circ$.

În unele roce cloritul se prezintă sub formă de lamele fine, scurte, neprezentînd nici o orientare preferențială și conține sporadice incluziuni de minereu.

Au fost întîlnite și cloritite în care apar și rare minerale serpentinite ce arată aspecte reticulare.

6. GRANATITELE

În partea marginală a acestor masive, am întîlnit și alte tipuri de roce de contact, în compoziția cărora intră următoarele minerale:

Granat	15 — 90 %	0,4 — 1 mm
Hornblendă	12 — 50 %	0,1 — 0,6 »
Feldspați	3 — 15 %	0,02—0,6 »
Piroxeni	6 — 32 %	0,02—0,5 »
Cuarț	1 — 2 %	0,02—0,08 »
Epidot	1 — 9 %	0,02—0,1 »
Titanit	sub 1 %	0,01—0,06 »
Rutil	»	0,01—0,03 »
Zircon	»	0,01—0,03 »
Minereu	»	0,01—0,08 »

Amfibolii se prezintă ca hornblendă brună în cristale idiomorfe care sînt puternic pleocroice. În general, hornblendă este risipită în mod neregulat în toată masa roci sau este prinsă sub formă de incluziuni în cristale larg dezvoltate de granați.

Granații sînt bruni, izotropi, intens fisurați, și conțin numeroase incluziuni de hornblendă, clorit, epidot, turmalină, cuarț și minereu.

Piroxenii se prezintă sub formă de microlite foarte fine, într-un procent destul de mare.

Cuarțul apare în cristale xenomorfe în asociație cu cristalele proaspete, fin maclate polisintetic de feldspați.

După predominanța granaților care ajung să formeze cca 80—90 % din compoziția roci, le-am denumit granatite.



7. ȘISTURILE BIOTITICE CU EPIDOT

Alteori, la marginea masivelor întâlnim roce formate dintr-un fond feldspatic în care sînt prinse cristale brune-roșietice foarte pleocroice, idiomorfe de biotit.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile în milimetri:

Feldspați	60 —78%	0,9 —6 mm
Biotit	15 —35%	0,04—0,5 »
Epidot	6 —17%	0,03—0,1 »
Hornblendă	1 —11%	0,1 —0,5 »
Zoizit	0,5— 1%	0,04—0,1 »

Biotitul este brun-roșietic, în general foarte proaspăt și conține numeroase incluziuni de epidot.

Epidotul apare într-un procent foarte mare, cca 15 % din compoziția rocei și se prezintă sub formă de prisme idiomorfe cu extincții ce variază între 0° — 10° ; este biax negativ cu unghiul $2V=69^{\circ}$.

Feldspații plagioclazi apar sub formă de cristale foarte larg dezvoltate și prezintă macle polisintetice în lamele foarte largi.

Din cauza numeroaselor cristale de epidot și biotit și din cauza unei pulbere fine ce maschează complet liniile de clivaj nu se poate determina conținutul în anortit. Uneori, cristalele prismatice de epidot și cele de biotit arată aspecte grafice în acest fond feldspatic. În alte roce, pe fondul acesta feldspatic, apare în deosebi lame exagerat de larg dezvoltate de biotit proaspăt, foarte puternic pleocroic și care nu conține decît rare incluziuni de epidot.

În aceste roce epidotul e cu totul subordonat și apare sub formă de granule cu conture neregulate, iar feldspații care par a forma un singur cristal sînt împînziți de incluziuni de epidot, sericit și materie de natură argiloasă.

În alte tipuri de roce, peste acest fond feldspatic, pe lângă epidot și biotit, apar și cristale larg dezvoltate de hornblendă brun-albăstruie, puternic pleocroice, care conțin numeroase incluziuni de epidot. Unele cristale de hornblendă larg dezvoltate prezintă conture resorbite de către masa feldspatică, masă care uneori le și ciuruește. Uneori, cristalele de hornblendă, care prezintă conturile resorbite, conțin sub formă de incluziuni cristale prismatice de alți amfiboli care au un unghi de extincție de 13° ; culori de birefringență galben de ordin I, cărora însă nu li s-a putut măsura unghiul $2V$ din cauză că conțin sub formă de incluziuni o pulbere foarte fină și foarte deasă de culoare brună. Alteori s-au întâlnit și roce în care hornblendă conține foarte numeroase incluziuni de zoizit.

Feldspații sînt complet mascați de o pulbere fină de natură argiloasă și de solzișori fini de sericit. Printre ele se întîlnesc și cristale xenomorfe de cuarț care prezintă o extincție puternic unduloasă și care la rîndul lor conțin numeroase incluziuni de epidot.



Într-un mod cu totul sporadic am întâlnit în aceste roce și rare cristale prismatice de zoizit.

C) CONSIDERAȚII ASUPRA GENEZEI ROCELOR ULTRABAZICE ȘI A SERPENTINITELOR

Grupa rocilor dunitice și peridotitice este caracterizată mai ales prin abundența mineralelor melanocrate. Aceste roce adeseori ocupă partea cea mai adâncă a intruziunilor. Mineralele melanocrate din aceste roce, la cea mai mică

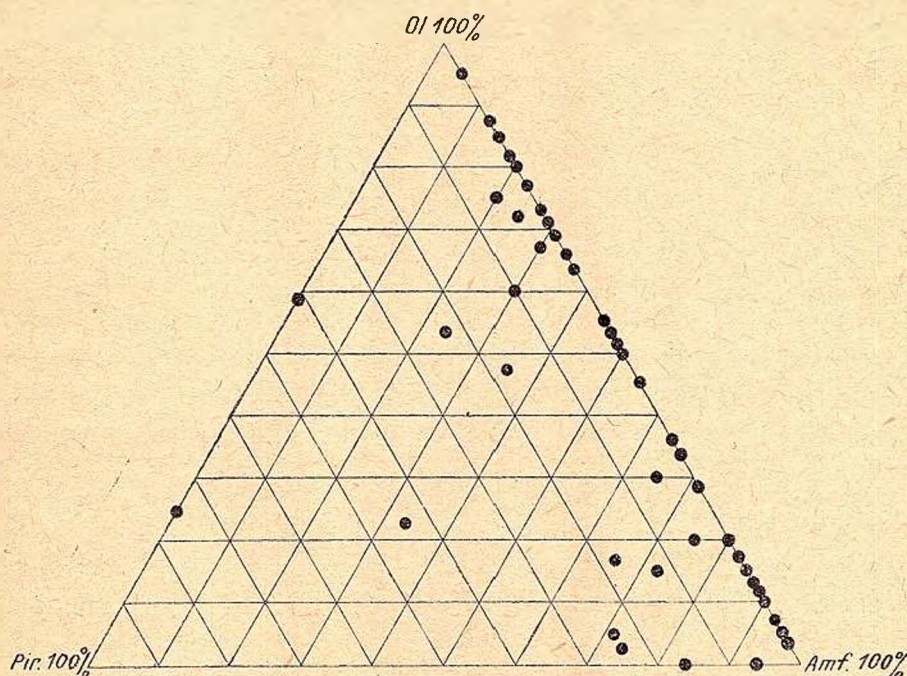


Fig. 1. — Diagrama variației conținutului modal în olivină, piroxeni și amfiboli, în Masivul Tișianu.

modificare a condițiilor fizico-chimice din timpul formării lor, se dezagregă și dau naștere la minerale noi, stabile în noile condiții fizico-chimice. Olivina trece în minerale serpentinite. La o serpentinizare completă a olivinei din dunități se formează roci noi, numite serpentinite apodunitice. La trecerea olivinei și a piroxenilor în minerale serpentinite, din peridotite rezultă serpentinite apoperidotitice.

Relictele conservate din minerale primare dau prețioase indicii asupra compoziției primare a serpentinelor. De multe ori când aceste transformări se petrec în prezența bioxidului de carbon, mineralele serpentinite trec mai departe în magnezit sau dacă sînt și în prezența apei, trec în asbest și talc.

MRAZEC, într-un studiu făcut asupra serpentinelor din Alpi, susținea că serpentinitele nu rezultă din olivine prin alterarea lor datorită apelor de infiltrație, ci ele iau naștere din consolidarea unei magme ce conține puțină apă. După el, serpentina ar fi deci o rocă primară care ar rezulta din acțiunea vaporilor de apă asupra unei magme magneziene. Deasemenea, el admite că mineralele serpentinice s-ar putea forma și în rocele dinamometamorfizate fie prin acțiunea

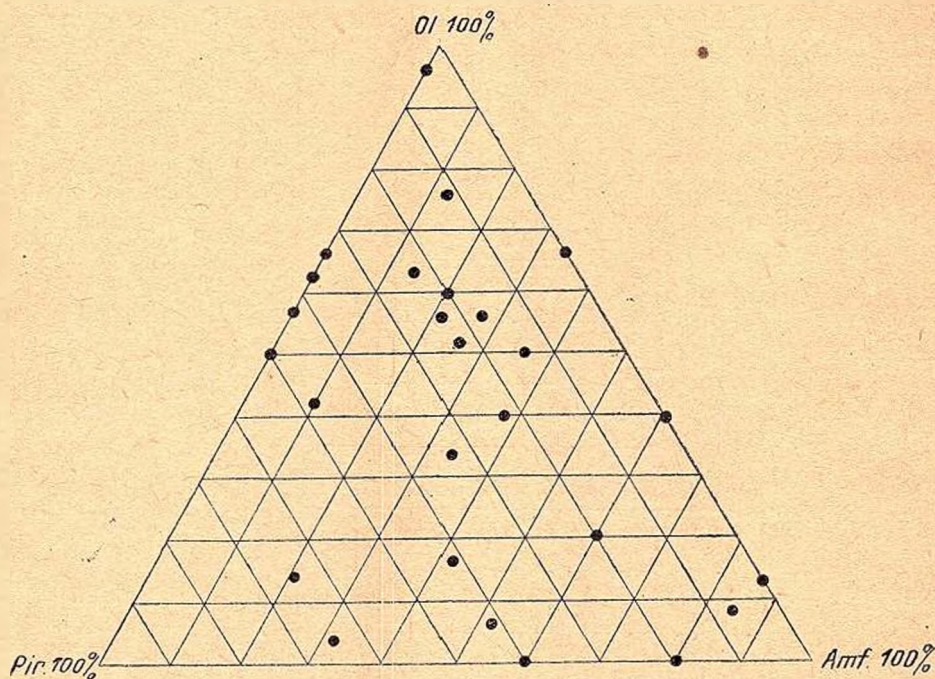


Fig. 2. — Diagrama variației conținutului modal în olivină, piroxeni și amfiboli, în Masivul Dealul Negru.

umidității rocei și în cazul acesta, apa ar juca rolul mineralizatorilor, fie prin fenomene post-vulcanice.

Pe baza a unor analize chimice asupra serpentinelor din Carpații Meridionali, acest autor ajunge mai târziu la concluzia că origina serpentinelor poate fi primară și secundară.

a) Serpentina primară este o rocă eruptivă consolidată dintr-o magmă magneziană foarte diferențiată. Ea poate fi deasemenea produsul pneumatolitic al unor magme gabbroidale sau dioritice ca și de origine post-vulcanică.

b) Serpentina secundară ar rezulta din acțiunea apelor de infiltrație. Apa aceasta ajungând la adâncimi foarte mari se încălzește și joacă rolul similar mineralizatorilor.

După G. MURGOCI magmele magneziene au proprietatea de a reține multă apă (iar apa din serpentinite este primară). Prezența apei în serpentinite dove-



dește rolul ce-l are ea în formarea acestor roce, fie că roca s-a consolidat dintr-o magmă, fie că s-a format pe cale metamorfică.

Din descrierea foarte sumară a numeroaselor tipuri de roce ultrabazice și din analiza chimică și cea planimetrică a acestor roce, se poate trage concluzia că în aceste masive avem de a face cu o serie întreagă de roce ultrabazice dela dunite și pînă la hornblendite.

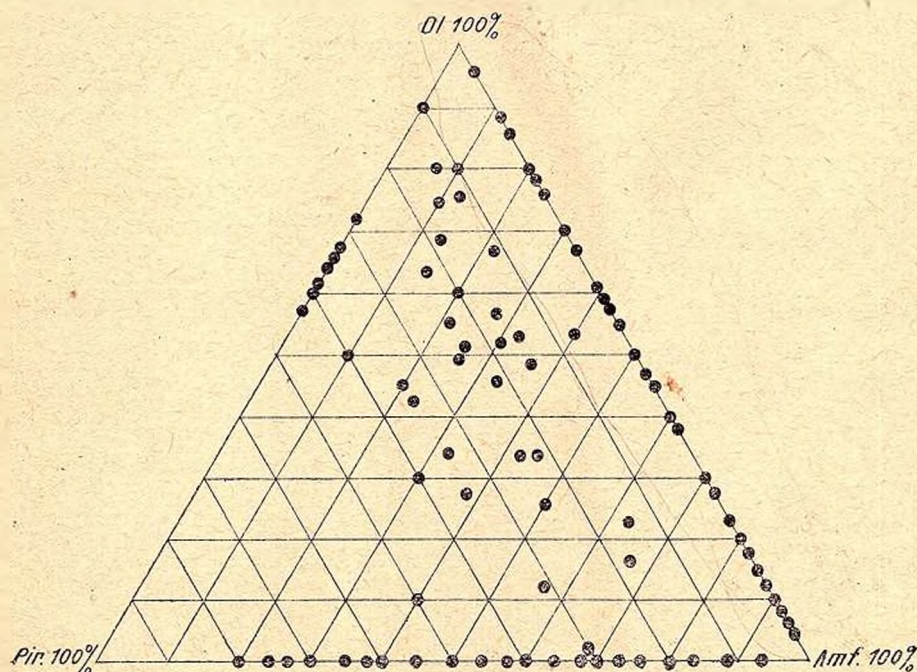


Fig. 3.—Diagrama variației conținutului modal în olivină, piroxeni și amfiboli, în Masivul Rășinari.

După o serie de analize chimice se poate observa că în aceste roce parametrii lui NIGGLI variază între limite destul de mari:

$si = 11-109$	$alk = 0,4-4$
$al = 0-30$	$k = 0,03-0,4$
$fm = 50-98$	$mg = 0,3-0,9$
$c = 1-32$	

Aceste variații corespund la tipuri magmatice începînd cu cele piroxenitice, hornblendice-hornblendit, piroxenit și terminînd cu cele peridotitice.

Dintr-o serie de analize planimetrice a rocilor provenite din Masivele Tițianu, Dealul Negru și Rășinari, s-au proiectat procente de piroxeni, amfiboli și olivină, din care se pot trage următoarele concluzii:

Pentru Masivul Tițianu (fig. 1), marea majoritate a punctelor se plasează pe latura olivină-amfiboli și numai cîteva tipuri se plasează pe laturile olivină-piroxeni, piroxeni-amfiboli. În interiorul triunghiului se observă două

grupe: o parte din puncte sînt cantonate în sectorul cuprins între 75—85% amfiboli, maximum 30 % piroxeni și maximum 30 % olivină, iar cel de al doilea grup se cantonează între 55—75% olivină, maximum 32% piroxeni și între 20—35 % amfiboli.

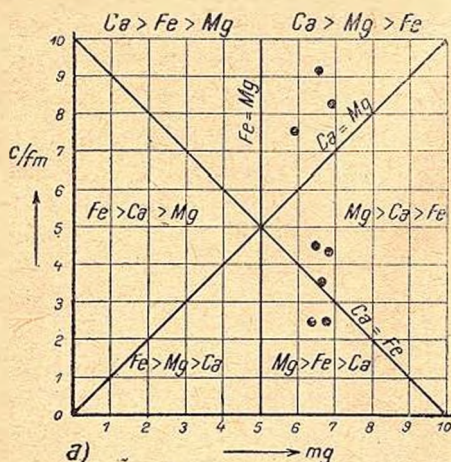


Fig. 4. — Diagrama variației $mg: c/fm$ Dealul Negru.

Pentru Masivul Dealul Negru (fig. 2) și masivele înconjurătoare, punctele sînt dispersate în mod neregulat în conținutul triunghiului, ceea ce ne arată o diversitate foarte mare a tipurilor de roce. Se observă totuși o tendință de concentrare în sectorul cuprins între 50—60 % olivină, 20—30 % amfiboli și 25—35 % piroxeni.

Pentru Masivul Rășinari, (fig. 3) punctele se proiectează în deosebi pe laturile olivină-amfiboli și piroxeni-amfiboli. Puține puncte se plasează și pe latura olivină-piroxeni. Punctele din

interiorul triunghiului sînt dispersate în mod neregulat în sectorul cuprins între 0—40 % piroxeni, 10—80 % olivină și 0—70 % amfiboli.

Din diagrama variației $mg: c/fm$, în Masivul Dealul Negru (fig. 4) se observă că toate punctele se plasează în sectorul $Mg > Fe$, unde se observă două concentrațiuni și anume unele în sectorul $Mg > Ca > Fe$, iar altele în sectorul $Ca > Mg > Fe$.

În Masivul Rășinari (fig. 5) punctele se plasează în deosebi în sectorul Fe și Mg în toate cele trei variante.

Rocile acestea au suferit o serie întreagă de procese complexe de transformare: de autometasomatism, metasomatism magnezian sau procese de modificare hidrotermală în combinație cu procese de metamorfism dinamic.

În ceea ce privește fenomenele acestea de metamorfism ele n-au fost semnalate pînă acum în Munții Sebeș. Amploarea acestui metamorfism este uneori

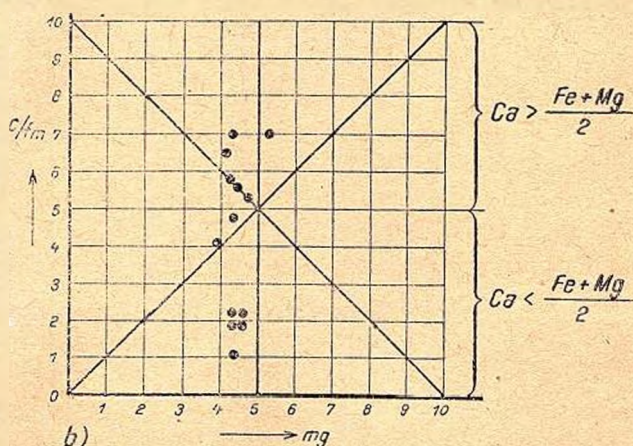


Fig. 5. — Diagrama variației $mg: c/fm$ Rășinari.



destul de redusă, mai ales în ceea ce privește metamorfismul de contact. Aureola aceasta de contact nu este unitară în jurul aceleiași masiv și este prezentă numai în jurul masivelor mai mari, cum e masivul dela Dealul Negru și Rășinari. Celelalte tipuri de metamorfism din contra au afectat mai mult masivele mai mici. Rocile din unele masive mai mici au fost atât de puternic afectate de metamorfism încât actualmente sînt complet transformate fie în serpentinite, fie în diverse șisturi (tremolitice, talcoase, etc.).

În orice caz, serpentinizarea în masivele studiate din Munții Sebeș este evident legată de roce ultrabazice bogate în olivină. Serpentinizarea acestor roce ultrabazice a atras după sine și evacuarea unei cantități destul de mari de MgO , FeO și SiO_2 , evacuare care a provocat în jurul masivului o metasomatoză destul de intensă dînd naștere la diverse tipuri de roce de contact.

Poziția în spațiu a rocilor eruptive ultrabazice și raporturile lor cu rocile înconjurătoare va fi tratată mai pe larg la capitolul tectonice.

D) PORFIRELE CUARȚIFERE

Pe ramura de nord și vest a Munților Sebeș, între Valea Luncanilor și Tilișca, în fundamentul de șisturi cristaline atât în cele de tip epizonal cît și în cele de tip mesozonal se întîlnesc o serie de aparițiuni de dimensiuni variabile de porfire cuarțifere. Aria de distribuție a acestor porfire cuarțifere este afectată la două zone: una, nordică, care se localizează la limita dintre șisturile cristaline de tip epizonal și cele de tip mesozonal, cum sînt ivirile de pe Valea Luncanilor, Valea Sibișelului, Valea Romașelului, Valea Cugirului, Dealul Glodului, Pîrîul Rece, Valea Sebeșului, Valea Mare, etc. și una, sudică, cum sînt cele de sub Surianu, Valea Sebeșului, Valea Prigoana, Valea Frumoasă, Valea Cîbinului, etc.

Aceste roce au o structură porfirică și o textură masivă. Sînt de culoare albă, verzuie-cenușie și într-o pastă formată din granule fine se disting cu ochiul liber cristale mai mari de feldspați și cuarț.

Pe Valea Sibișelului ca și pe Valea Cugirului, am întîlnit și roce care au aceeași compoziție mineralogică, însă structura lor este holocristalină hipidiorfă, iar cuarțul este de cele mai multe ori o componentă destul de importantă.

În compoziția lor mineralogică intră următoarele minerale:

Minerale principale:

Plagioclaz	14 — 32%	0,6 — 2 mm
Ortoză	0,1 — 2%	0,05 — 0,6 "
Cuarț	3 — 10%	0,3 — 1,5 "
Biotit	0,5 — 7%	0,05 — 1 "



Minerale accesorii și secundare:

Apatit	sub 1%	0,02—0,09 mm
Zircon	»	0,02—0,05 »
Titanit	»	0,04—0,08 »
Minereu	»	0,01—0,07 »
Epidot	»	0,03—0,1 »
Clorit	»	0,02—0,6 »

Minerale sporadice:

Hornblendă	0—8%	0,3 —1 mm
----------------------	------	-----------

Pasta care este holocristalină microgrăunțoasă, ocupă cca 58—73 % din compoziția rocei și este formată în deosebi din microlite de: cuarț, plagioclaz, ortoză și puțin biotit.

Sub microscop se observă fenocristale de feldspați potasici și plagioclaz, sub formă de prisme idiomorfe, uneori cu conture resorbite.

Feldspatul potasic este reprezentat atât prin ortoză cât și prin microclin. Ortoza se prezintă rar în fenocristale idiomorfe. Este tulbure, conține numeroase incluziuni de sericit, muscovit și minerale opace și apare în deosebi sub formă de microlite în pastă. Microclinul apare sub formă de fenocristale proaspete, cu structură în grătar caracteristică.

Plagioclazii se prezintă sub formă de fenocristale larg dezvoltate și sînt intens maculați și zonați și conțin 25—30 % An, iar cei zonați au în nucleu 25—27 % An, iar în zona marginală, 28—30 % An. În general sînt alterați și conțin incluziuni de sericit, cuarț, calcit și pulbere caolinoasă.

Cuarțul apare sub formă de fenocristale, uneori în conture idiomorfe, alteori, neregulate, în deosebi corodate. Unele granule rotunjite prezintă o extincție în draperii, spre deosebire de celelalte cristale care nu numai că nu prezintă aceste fenomene, dar prezintă extincții perfect drepte.

Biotitul apare sub formă de lamele brune, slab pleocroice sau sub formă de dîre subțiri destul de lungi, dispuse capricios în rocă. Uneori, aceste dîre dau aspectul că s-ar fi infiltrat de-a lungul unor fisurațiuni. În general, atât lamelele cât și dîrele arată o cloritizare marginală destul de bine evidențiată. Odată cu această cloritizare apar și unele aglomerațiuni de minereu în granule foarte fine care însoțesc cloritul sau se însinuează de-a lungul clivajelor. Uneori se întîlnesc și solzi mici de biotit parțial sau total cloritizați ca incluziuni însă numai în cristalele idiomorfe de cuarț.

Făcînd un studiu comparativ cu porfirele cuarțifere cunoscute la noi în țară am ajuns la concluzia că porfirele cuarțifere din Munții Sebeș s-au pus în loc în timpul Permianului și n-au produs nici un fel de contact metamorfic cu rocele înconjurătoare. Intruziunea lor s-a făcut probabil de-a lungul unor zone de slabă rezistență, zone care au o direcție nord-est—sud-vest și sînt paralele cu zona rocelor eruptive ultrabazice.



Dintr-o serie de analize executate în laboratorul de chimie al Întreprinderii de Prospekțiuni se pot trage următoarele concluzii :

Nr. eșant.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	
14	71,04	16,40	0,95	1,27	1	2,97	4,72	1,53	0,15	0,08	0,03	
105	70,57	16,11	0,84	1,15	0,75	2,89	5,65	1,02	0,20	0,08	0,05	
149	71,81	15,84	0,20	1,08	0,80	1,63	6,30	0,64	0,15	0,06	0,05	
160	69,11	15,40	0,61	1,20	1	4,35	5,62	0,94	0,16	0,06	0,07	
162	72,48	16,03	0,20	1,05	0,80	2,89	5,41	1,02	0,16	0,08	0,03	
47	72,41	18,11	0,04	0,10	0,40	2,28	5,80	1,32	—	—	—	după
48	71,83	17,86	0,11	0,07	0,41	1,96	5,56	1,56	—	0,08	—	VENDI.

Locul de proveniență a eșantioanelor analizate:

- 14 Valea Cugirului Mare în amont de cotul pe care-l face spre sud-est.
- 105 Valea Sebeșului în amont de Sugag.
- 149 Valea Nedeii în amont de confluența cu Valea Mare.
- 160 Valea Sebeșului în amont de Căpîlna.
- 162 Idem la contact cu calcarele.
- 47 Idem.
- 48 Idem.

Parametrii Niggli variază după cum se vede în tabloul de mai jos.

Valorile Niggli:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>ti</i>	<i>p</i>	<i>qz</i>
149	363	47	11	9	33	0,05	0,54	0,30	0,30	+131
105	338	44	11	15	29	0,10	0,50	0,86	0,28	+122
14	332	45	13	15	25	0,17	0,51	0,28	0,28	+132
162	321	45	10	15	28	0,11	0,55	0,52	0,29	+109
160	305	40	12	20	26	0,10	0,53	0,53	0,26	+101
47	358	46	5	9	39	0,18	0,47	—	—	—
48	364	53	4	10	32	0,16	0,81	—	0,18	+134

Minerale normative:

	<i>ap</i>	<i>il</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>c</i>	<i>mt</i>	<i>en</i>	<i>wo</i>	<i>fs</i>	<i>Q</i>
149	0,28	0,12	3,12	53,65	7,27	1,23	0,12	2,60	—	1,83	29,80
105	0,28	0,40	5,74	47,54	13,06	—	0,40	2,48	0,40	1,69	28,01
14	0,28	0,13	6,31	30,02	13,96	1,05	0,80	3,29	—	1,44	42,71
162	0,28	0,26	5,64	44,66	13,61	0,39	0,13	2,56	—	1,54	30,95
160	0,28	0,26	5,38	45,31	12,48	—	0,48	3,06	3,18	0,97	28,59
47	—	—	7,8	49	10,40	1,82	—	1,30	—	0,13	29,60
48	0,27	—	8,75	46,33	8,40	2,27	0,12	4,63	—	—	29,18

Făcînd media generală a parametrilor, tipul magmatic se plasează în tipul de magmă plagioclaz-granitică-oligoclastică. Din tabelul mineralelor normative reiese destul de clar că plagioclazul este mineralul predominant, iar între plagioclazi, predomină albitul. În ce privește variația acestora, ei variază între următoarele limite: albit (88—68 %), anortit (12—32 %); în ce privesc feldspații plagioclazi și cei potasici se remarcă următoarea variație: plagioclazi (95—87%),



feldspați potasici (5—13 %), iar între feldspați și cuarț, cuarț (47—30 %), feldspați (70—53 %). În ce privește raportul între mineralele femice și sialice se remarcă următoarea variație: minerale femice (5—8 %), sialice (95—92 %).

Din diagrama variației conținutului mineralelor normative: cuarț, ortoză și plagioclazi (fig. 6), reiese destul de clar că porfirele cuarțifere din Munții Sebeș se cantonează în spațiul cuprins între tonalite cuarțifere și tonalite.

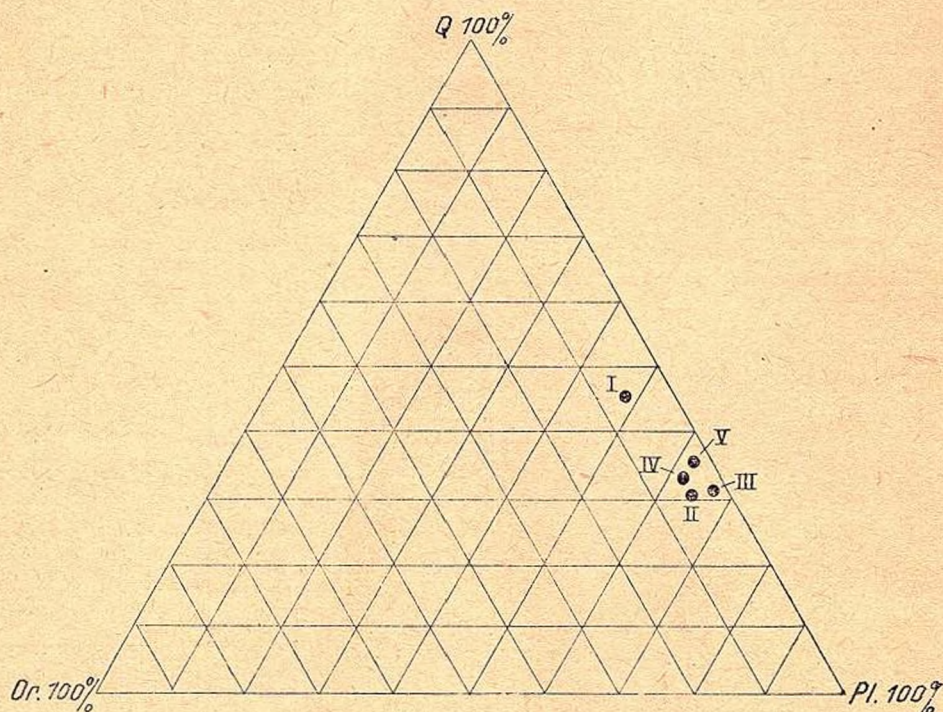


Fig. 6. — Diagrama variației conținutului normativ în cuarț, ortoză și plagioclazi în porfirele cuarțifere din Munții Sebeș.

Din diagrama (fig. 7) reiese că numai *al* și *alk* scade pe măsură ce scade conținutul în *si*, iar *c* și *fm* din contra, crește.

În diagrama (fig. 8) *mg*, *k*, *si*, se observă o variație aproape insensibilă, afară de unele variații accidentale între 21—35 %.

Din diagrama (fig. 9) foarte simplă de variație a diversilor oxizi reies unele caracteristici interesante. Rocale se grupează la un conținut de siliciu variind în jurul lui 71 %.

Curbele magneziului, potasiului și fierului arată oscilații aproape paralele cu axul abscisei și numai în jurul siliciului 71 arată deviație de la linia dreaptă printr-o creștere în oxizii respectivi cu cca 5—6 procente. De altfel în jurul lui 71, siliciul și celelalte elemente arată unele variații uneori destul de sensibile.

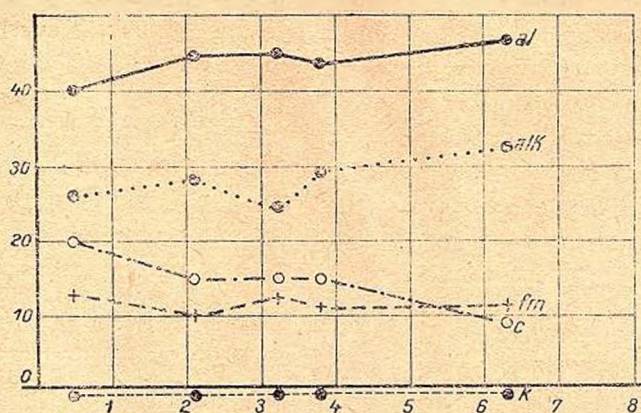


Fig. 7. — Diagrama de diferențiere a porfirelor cuarțifere din Munții Sebeș.

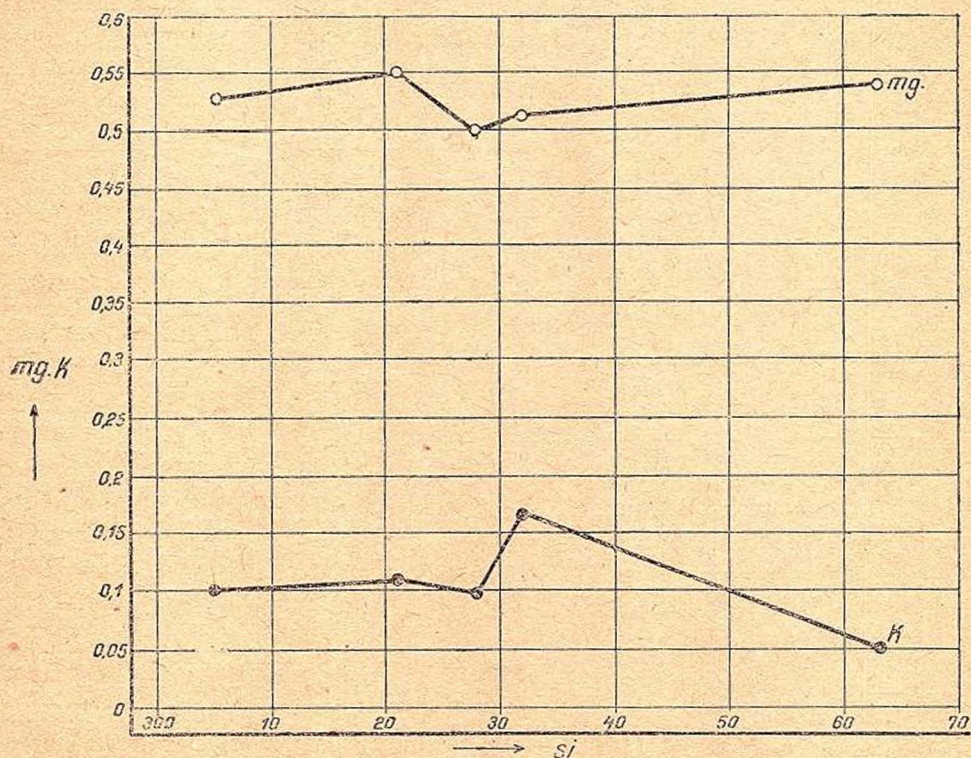
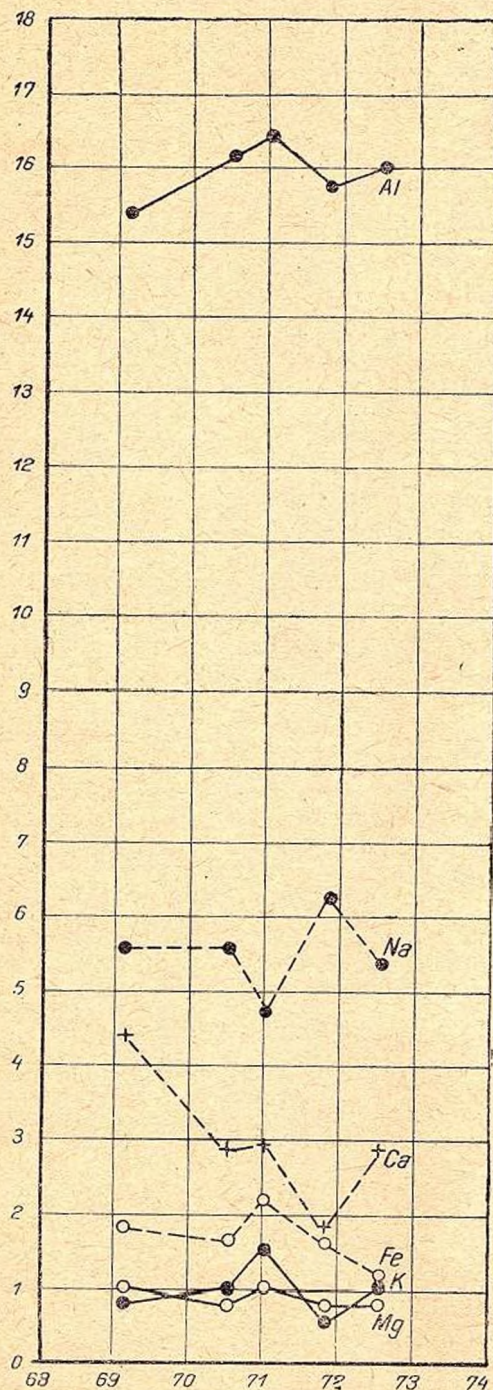


Fig. 8. — Diagrama variației valorilor k și mg ale porfirelor cuarțifere în raport cu variația valorii si .

În orice caz, diferențierea magmei care a dat naștere porfirelor cuarțifere a fost o diferențiere destul de uniformă.

După clasificările mai moderne și după compoziția modală și normativă a acestor roce, ele ar trebui să fie clasate la dacite cu tendință spre granodiorite tonalitice.

Fig. 9. — Diagrama de variație a oxizilor în porfirele cuarțifere din Munții Sebeș.



III. DEPOZITELE SEDIMENTARE

În partea de nord a Munților Sebeș, după MIRCEA ILIE, între localitățile Pianul de Sus—Săscior—Cacova—Cîlnic, depozitele sedimentare cele mai vechi aparțin Senonianului, iar la est de Cacova, contactul cu șisturile cristaline este marcat de depozite turoniene. Aceste depozite sînt reprezentate prin următoarele tipuri de roce:

La partea inferioară între Cacova și Săscior predomină mările albe, fosilifere, în alternanță cu gresiile, apoi urmează gresiile, conglomeratele mărunte și calcarele fosilifere, iar peste ele urmează gresiile cu hieroglifice, argilele nisipoase și conglomeratele cu elemente mari.

Fauna depozitelor cretacice dela Pian — Săscior, a fost determinată de HALAVÁTS, PÁLFY și BLANKENHORN.

În partea de est se dezvoltă pe o scară destul de largă depozitele de vîrstă mediteraneană.

TECTONICA GENERALĂ A MUNȚILOR SEBEȘ

În lucrările tectonice de ansamblu asupra Carpaților Meridionali, publicate înainte de Primul Război Mondial și în cele publicate în ultimele 2 decenii, Munții Sebeș au fost și ei discutați și clasați la diverse unități tectonice mai mari.

Pe baza clasificării făcute în trei grupe de șisturi cristaline, BÉLA v. INKEY distinge în Carpații Meridionali, 4 zone anticlinale din care două nordice (Făgăraș și Sebeș) care se leagă cu arcul carpatic și două sudice (Mîndra și Cozia), care ar aparține arcului balcanic.

La început MRAZEC și MURGOCI explică tectonica Carpaților Meridionali prin falii, adică cele două grupuri de șisturi cristaline ale lui MRAZEC ar fi limitate între ele prin falii.

SCHAFARZIK, într-o lucrare asupra Munților Retezat, susține că zona Munților Sebeș s-ar continua în depresiunea Almașului, iar de aici traversînd Dunărea ea poate fi urmărită pînă în Valea Timocului.

De abia în 1905, MURGOCI a arătat existența fenomenelor de șariaj în Carpații Meridionali. După observațiile făcute de către MURGOCI, în Podișul Mehedinți, încălecarea grupului I (MRAZEC) peste grupul II ar fi fost neocomiană și ante-cenomaniană. AL. CODARCEA a demonstrat, prin cercetările sale în Banat, că în Carpații Meridionali ar exista două faze orogenice și nu una cum a susținut MURGOCI.

Într-un profil pe Valea Sebeșului, STRECKEISEN, în sinteza asupra Carpaților Meridionali, clasează calcarele cristaline din Sebeș la «seria mesozoică», ar șisturile cristaline de tip epizonal le face în pînză, atribuindu-le la Unitatea Superioară a seriei Poiana Ruscă.

Într-o sinteză mai recentă făcută de ȘT. GHIKA asupra Carpaților Meridionali centrali, Munții Sebeșului sînt tăiați printr-un profil ce trece pe Valea Sebeșului între Răchita și Valea Frumoasă. Din acest profil se desprinde nu numai succesiunea diferitelor zone de metamorfism, ci și relațiile ce există între ele. Șisturile cristaline de tip epizonal sînt prinse în sinclinale de șisturile cristaline de tip mesozonal și formează la rîndul lor o serie de cute în care sînt prinse calcarele cristaline, calcare pe care STRECKEISEN le considera mesozoice. Într-o boltă anticlinală în șisturile cristaline de tip epizonal de pe Valea Stesii, sînt prinse gnaisele de injecție. Pe Valea Sebeșului, într-o altă boltă anticlinală formată din micașisturile biotitice, se întîlnesc gnaisele oculare de la Căpîlna, iar imediat ceva mai la sud, apar șisturile cristaline de tip epizonal împreună cu calcare cristaline care sînt prinse în sinclinal ca și cele de pe Valea Stesii. Începînd cu Valea Tonii pînă la Sugag, urmează o serie ușor undulată de micașisturi biotitice, micașisturi, care prind într-o boltă anticlinală, între Bistra și Tău, gnaisele de injecție. Aceste gnaise, spre sud, prezintă în seria micașisturilor biotitice numeroase digitații, după care urmează din nou seria



micașisturilor. Pe Valea Sebeșului în aval de Valea Frumoasă urmează concordant seria micașisturilor cu granați, serie care se așează peste seria paragneiselor, și care continuă spre sud pînă spre Valea Latorița.

VENDL în lucrarea sa asupra Munților Sebeș și Cibin în schița tectonică anexată, aceste lucrări, trasează o serie de anticlinale, sinclinale și falii de direcție est—vest. Astfel este marea boltă anticlinală care pornește dinspre Valea Oltului, peste Valea Sadului și trece pe la sud de confluența Văii Sebeșului cu Valea Bistra, iar imediat la vest de Valea Sebeșului, anticlinalul acesta se bifurcă într-o ramură nordică de direcție est—vest și alta sudică, care la început are o direcție ENE — WSW, iar apoi cam în dreptul Muntelui Bătrîna se îndreaptă spre NE — SW. Acest anticlinal este flancat la sud de un sinclinal care are aproape aceeași lungime și direcție cu direcția anticlinalului, și pornește dinspre Valea Sadului și se termină în Valea Pietrosului. Un al doilea sinclinal se desemnează la partea de nord a anticlinalului, este mult mai scurt și e de direcție aproximativ E—W, la limita șisturilor cristaline de tip epizonal cu cele de tip mesozonal.

În sectorul de NW, în apropiere și la contactul șisturilor cristaline cu depozitele sedimentare, se desemnează o falie destul de mare de direcție NE—SW, iar o altă falie în partea de est a Munților Sebeș.

În lucrarea de față, nu vom trata decît în linii cu totul generale tectonica Munților Sebeș, urmînd ca detaliile în ce privește sedimentarea acestui domeniu și tectonica lui să fie tratate pe larg într-o altă lucrare.

În linii generale, tectonica Munților Sebeș este în primul rînd legată intim de cea a Parîngului: orice ridicare sau scufundare a acestuia a afectat într-o mare măsură atît sedimentarea domeniului sebeșan, cît mai ales tectonica lui internă.

Astfel toate oscilările fie ale Parîngului, fie și cele ale zonei nordice au avut răsunset în domeniul Sebeșului atît în ce privește sedimentarea, cît mai ales în ce privește rupturile. În domeniul Munților Sebeș se observă foarte bine o structură concentrică în jurul domeniului de ridicare a Parîngului, structură reprezentată prin o serie de cute anticlinale și fracturi dispuse aproape circular.

Zonele cu sillimanit, cu granat, cu biotit, etc. (schițate de GHICA ȘTEFAN) nu se pot individualiza aici, întrucît ele se suprapun în mare măsură unele peste altele.

În linii cu totul generale se pot însă desprinde zone litofaciale metamorfizate sub influența diferiților factori metamorfici (fig. 10).

În partea de nord a Munților Sebeș, în zona litorală cît și în zona recifului, întîlnim roce metamorfice de tipul părții superioare a epizonei. Excluzînd materialul cuarțos care nu este cu nimic concludent, seria argiloasă începe cu filite sericitoase-cuarțoase, uneori cu clorit destul de abundent. În partea inferioară a epizonei, filitele devin mai cristaline, apare și granatul, iar rocele trec la micașisturi. Mineralele principale sînt cuarțul și muscovitul, iar cloritul,



care continuă să mai apară, este de cele mai multe ori, însă, format prin diaftoreză.

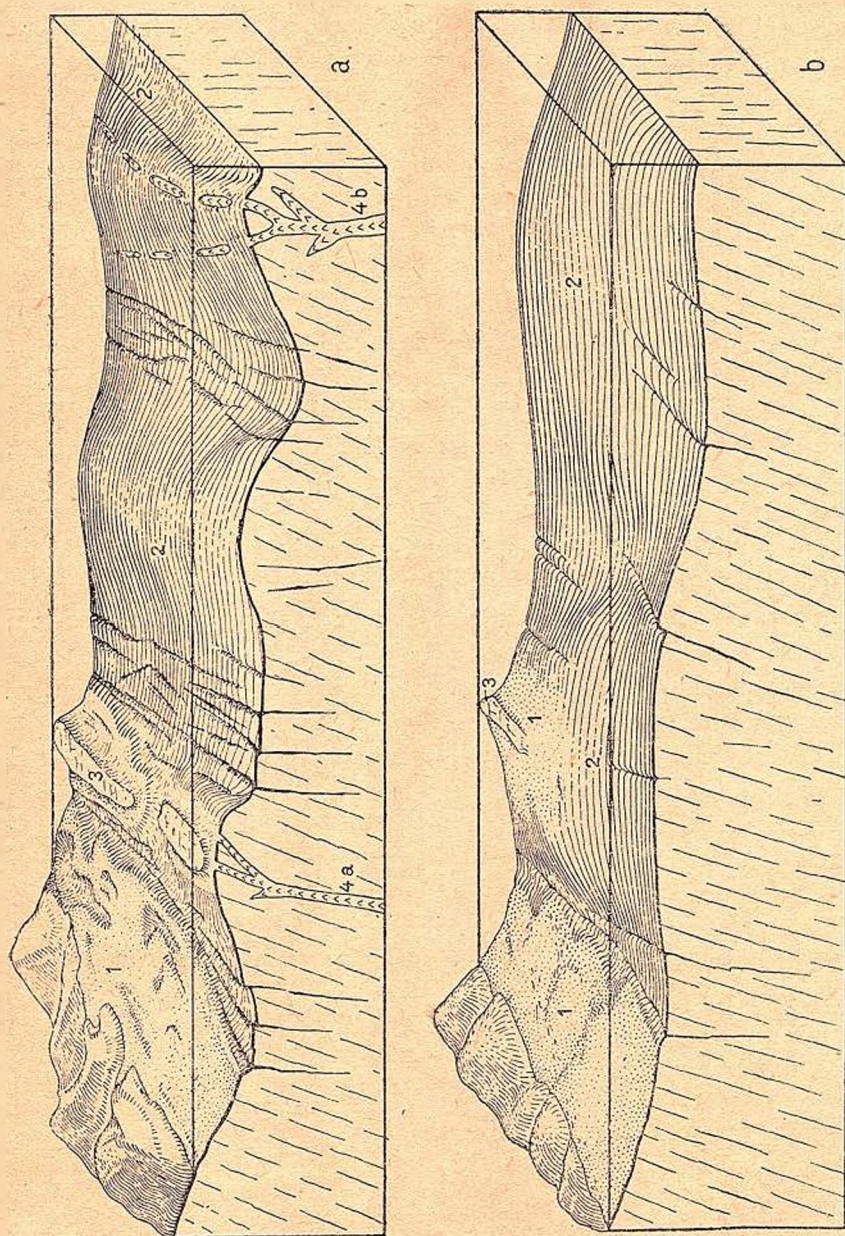


Fig. 10. — Configurația domeniului de sedimentare în timpul Paleozoicului vechi în reg. Munților Sebeș—Poiana Ruscă. *a*) Sebeș; *b*) Poiana Ruscă.

1, seria depozitelor psamitice; 2, aria depozitelor pelitice; 3, calcare recifale; 4, roce eruptive (4 *a*, acide; 4 *b*, ultrabazice).

În adevăratele roce de tip mesozonal, cloritul dispare sau apare numai în rocele diaftorizate.

Roclele din mesozona superioară sînt constituite din biotit, muscovit, cuarț, granați și oligoclaz. Uneori, în această zonă, apare și foarte puțin feldspat potasic. În rocile din mesozona inferioară, intră distenul, staurolitul, cuarțul, biotitul și oligoclazul; muscovitul dispare iar roca trece la un paragneis. În această zonă, uneori, procentul în feldspat potasic crește în mod simțitor.

Acestea sînt în linii mari zonele specifice, zone care sînt de foarte multe ori brăzdate de roce în compoziția cărora intră într-o proporție mare feldspatul potasic, oligoclaz (ceva mai puțin), biotit (în cantitate mare), iar muscovitul și cuarțul dispar aproape completamente. În unele cazuri însă, acesta din urmă apare ca o componentă importantă alături de feldspatul potasic.

În zona aceasta prin creșterea frecvenței feldspatilor, șisturile cristaline din zona argiloasă, trec la gnaise oculare mesozonale, migmatitice. Aceste gnaise formează zone bine distincte: o zonă în fața cordiliei, (gnaisele oculare dela Laz—Căpîlna), una ceva mai la sud în apropierea cordiliei (gnaisele oculare dela sud de Cugir—Valea Sebeșului—Poiana Sibiului) iar a treia, mult mai la sud (Valea Rece—Valea Sebeșului—Valea Dobra și Gura Rîului).

Este interesant faptul că în zonele acestea și mai ales în sectorul Valea Sebeșului—Valea Bistra, distenul uneori și staurolitul apar destul de frecvent (distenitele de pe Valea Tomnatecului), ori acest silicat de aluminiu pur nu ar fi putut cristaliza inițial într-o rocă atît de bogată în potasiu. Formarea acestor roce s-a produs prin intermediul unor soluțiuni potasice destul de fierbinți (mărturie sînt structurile grafice și poikilitice).

Procentul de potasiu din aceste gnaise denumite gnaise de injecție, cît și din rocile înconjurătoare (gnaise mixte) este mai mare decît cel din șisturile argiloase metamorfizate, așa că nu se poate vorbi aici de redistribuirea potasiului preexistent. Cantitatea de material adusă nu a fost însă mare, ea totuși a atras după sine o mică creștere de volum, creștere care nu poate fi însă pusă bine în evidență, datorită faptului că aportul a avut loc în condiții sincinematice (de deformare mecanică).

Astfel întîlnim zone importante în care predomină gnaise mixte (migmatitice) cu intercalații de gnaise oculare printre paragneise biotitice care apar ca benzi fasciculizate reprezentînd resturile seriei argiloase.

Benzile acestea de paragneise prezintă interesante tranziții spre gnaise mixte, gnaise oculare sau gnaise granitice, formate în deosebi din microclin, muscovit-biotit, oligoclaz și cuarț.

Mecanismul de introducere al materialului potasic s-a făcut prin injecții și prin înlocuirea rocilor preexistente după plane de forfecare, datorită mișcărilor orogenice, de-a lungul unor fracturi destul de bine pronunțate.

Făcînd un studiu mai aprofundat al acestor zone, se observă relații intime între metamorfismul regional progresiv și aportul acesta sincinematic.



Succesiunea zonelor de metamorfism este exclusiv în funcție de temperatura crescîndă. Injecțiile încep în zonele mai profunde, unde aportul a mers deci paralel cu creșterea temperaturii și putem deduce că în afara aportului de alcali, tot soluțiunile sînt acelea care au cauzat și creșterea temperaturii.

Metamorfismul regional fără acest aport nu depășește mesozona inferioară excluzînd zonele foarte adînci ale scoarței; dincolo de această zonă numai soluțiile granitizante, active și fierbinți, introduc căldura necesară.

În aceste zone se întîlnesc și fenomene de feldspatizare post-cinematice reprezentate prin gnaise granitice sau pegmatite discordante ca poziție, dar cu o șistozitate relictă conformă cu cea a rocilor înconjurătoare (gnaisele granitice de pe Valea Sebeșului, Valea Frumoasă, Colonia Bistra, etc.). Unele din ele nu mai prezintă o șistozitate relictă, deși structura este cristaloblastică, iar contactele sînt marcate prin tranziție.

În partea de SW a Munților Sebeș în sectorul părții superioare a Văii Pietrosului, se întîlnește o zonă destul de interesantă în care au avut loc fenomene de feldspatizare pe o scară destul de largă.

Feldspatizarea aici ca și în celelalte zone este genetic legată de orogeneza geosinclinalului în care chiar fenomenele de metamorfism regional de grad mai avansat sînt produse secundare ale feldspatizării însăși.

Fenomenele de feldspatizare din această zonă vor face însă obiectul unui studiu aparte.

Menționăm cu această ocazie și zonele marcate în deosebi prin predominanța micașturilor bogate în lentile și cuiburi de pegmatite. În aceste zone nu se poate vorbi numai de injecții și aport de potasiu, întrucît în aceste zone procentul global de potasiu este într-un procent foarte mic peste procentul de potasiu în șisturile argiloase, iar formarea acestor lentile și cuiburi de pegmatite constituite numai din plagioclazi, cuarț și muscovit se datorește în cea mai mare parte solubilizării selective a materialului sedimentar primar.

În concluzie, în domeniul Munților Sebeș, deosebim următoarele unități de la N spre S:

- a) Zona de sedimentare litorală de mare puțin adîncă;
- b) Zona gnaiselor de injecție;
- c) Zona de sedimentare de o parte și alta a cordiliei = a;
- d) Zona de sedimentare de mare adîncă;
- e) Zona gnaiselor de injecție = b;
- f) Zona de sedimentare de mare adîncă = d;
- g) Zona gnaiselor de injecție = b, e.

În ce privește liniile de dislocație și fracturile, se deosebesc două linii importante și o serie de zone intermediare fracturate în mod neregulat.

Astfel avem o linie de direcție NE—SW ce trece între Sibișelul Vechi și Nou, pe la S de Cucuiuş, Romaşel și Cugir și care se îndreaptă apoi spre E, urmărind direcția cordiliei. De-a lungul acestei fracturi s-au intrus o serie de



roce eruptive începînd de la cele eclogitice pînă la cele granitice. În partea de W a regiunii, în sectorul Sibişel—Cucuiuş, această fractură a fost foarte bine trasată şi de prospecţiunile de geofizică (Ing. CRISTESCU T.).

De o parte şi alta a acestei linii, îndeosebi în sectorul cuprins între V. Rece şi Poiana Sibiului, se semnalează o serie de fracturi de amploare mică ce au uşurat circulaţia soluţiunilor care au dat naştere la gnaisele de injecţie.

O a doua fractură mare se află mult mai la S şi are forma unui arc de cerc, de-a lungul căreia s-au intrus rocele ultrabazice începînd de la Poiana Diţei—Tiţianul—D. Negru—Foltea—Negovanul—Voineasa—M-ţii Căpăţîna. Din această fractură în dreptul Dealului Negru se desface o altă fractură ce se îndreaptă spre Culmea Cujerele—V. Sebeşului—V. Dobrei şi care se termină în V. Muntelui unde se întîlneşte cu linia Răşinari—V. Oltului de direcţie NW—SW.

De o parte şi alta a celei de a doua linii se întîlnesc şi alte fracturi cu totul secundare de diferite direcţii din care unele au fost semnalate în zona şisturilor cu silicaţi de mangan şi fier.

În ce priveşte tectonica masivelor de roce ultrabazice, se observă că aceste masive se găsesc deplasate din învelişul lor de contact termic şi numai unele din ele îşi mai păstrează contactul cu rocele din aureola de metamorfism, iar altele, prezintă o deplasare mai pronunţată; sînt dezlipite şi şi-au pierdut complet legătura cu rocele pe care le-au metamorfozat. De aceea, cel puţin în zonele superioare, ele se prezintă ca nişte corpuri străine faţă de rocele înconjurătoare. Aceste particularităţi tectonice sînt posibil, date fiind proprietăţile mecanice foarte deosebite ale acestor roce şi ale acelor din înveliş.

Cu această ocazie menţionăm şi unele oscilaţiuni mai recente îndeosebi de ridicarea domeniului sebeşan care are drept rezultat o peneplenizare a lui sub formă de terase, iar în sectorul şisturilor cu silicaţi de mangan şi fier, zonele de oxidaţie sînt foarte fine sau chiar inexistente.

În ce priveşte raporturile şisturilor cristaline de tip epizonal cu cele de tip mesozonal în partea de N a Munţilor Sebeş, aceste raporturi au fost discutate în lucrările anterioare (GHICA ŞTEFAN, PAVELESCU) şi e dovedită greşita interpretare dată de STRECKEISEN. În ce priveşte poziţia tectonică a Munţilor Sebeş în întregul ansamblu al Carpaţilor Meridionali, ea va fi tratată cum am spus mai sus într-o altă lucrare.

Primit: aprilie 1954.



BIBLIOGRAFIE

1. BETEHTIN A. G. Considerații asupra cauzelor mișcării soluțiilor hidrotermale. *An. Rom.-Sov.* Nr. XI. București, 1953.
2. BONQUÉ F. Studii asupra mineralelor de mangan de la Broșteni. *An. Acad. Rom. Seria II*, Tom XVI.
3. BUTUREANU C. V. Études sur la composition chimique des minerais de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni. *Ann. Scient. Univ. Jassy.* T. V.
4. CODARCEA AL. Considérations tectoniques générales résultant d'un nouvel examen de la coupe des Portes de Fer (Vîrciorova) *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. București, 1935.
5. — Vues nouvelles sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XX. București, 1939.
6. CODARCEA AL., IANOVICI V. și PETRULIAN N. Asupra mineralizațiilor metalifere din unele roce ultrabazice din Carpații Meridionali. *Bul. Șt. Ac. R.P.R.* București, 1952.
7. CROPOTCHIN N. P. Datele geofizice privitoare la structura pământului și problema genezei magmei bazaltice și granitice. *An. Rom.-Sov.* Vol. V. București, 1953.
8. FERSMAN E. A. Geochimie. Vol. IV.
9. GHIKA-BUDEȘTI. Observations au sujet de « Das Kristallin des Sebescher und Zibin-gebirges » par A. Vendl. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXI. București, 1937.
10. — Les facies cristallophylliens du groupe gétique dans la région du défilé de l'Olt. Leur répartition et leur rapport. *C. R. Inst. Géol. Roum.* Vol. XXII. București, 1938.
11. — Pétrographie et Tectonique des Carpates méridionales roumaines. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* Vol. XI, fasc. 2. Paris, 1938.
12. — Les Carpates méridionales centrales. *An. Inst. Géol. Roum.* Vol. XX. 1939.
13. MRAZEC L. Sur les schistes cristallins des carpates méridionales (versant roumain). *C. R. Congr. Géol. Intern. de Vienne 1903.* Wien, 1904.
14. — Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpates roumaines. *Bul. Soc. Șt. An.* Vol. V. București, 1897.
15. — Despre geneza serpentinelor. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București, 1911.
16. MRAZEC L. și MURGOCI G. M. Dare de seamă asupra cercetărilor geologice din vara anului 1897. III. Munții Lotrului.
17. MURGOCI G. M. The Geological Synthesis of the South Carpathians. *C. R. XI-e Congr. Géol. Internat.* 1910. Stockholm, 1912.
18. — Origina serpentinelor în Carpații românești 1912. *D. d. S. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București, 1911.
19. NECULAU TH. Asupra minereurilor de mangan de la Șarul Dornei. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. III. București, 1909.
20. PALIUC G. Études géologiques et pétrographiques du Massif du Parîng et des Munții Cimpii (Carpates méridionales). *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVIII. București, 1937.
21. PAVELESCU L. Studiul geologic și petrografic al regiunii centrale și de sud-est a Munților Retezat. *An. Comit. Geol.* Vol. XXV. București, 1953.
22. — Cercetări geologice și petrografice în partea mediană și de sud-est a Munților Poiana Ruscă. *An. Comit. Geol.* Vol. XXVII. 1954.
23. — Considerațiuni asupra unor silicați de fier și mangan din Munții Sebeș. *Bul. Științ. Ac. R. P. R.* (sub tipar).
24. PAVELESCU L. GIUȘCĂ D. și LUPAN S. Noi contribuțiuni la studiul masivelor eruptive de Retezat și Buta. *Rev. Univ. C. I. Parhon.* Nr. 1. București, 1952.



25. PAVELESCU L. Cercetări geologice în Munții Poiana Ruscă (Valea Fierului) *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVIII (sub tipar).
26. — Cercetări geologice în împrejurimile regiunii Vadu Dobrii. *D. d. S. Comit. Geol.* Vol. XXXVII (1949—1950). București, 1953.
27. REINHARD M. Der Coziagneisszug in den rumänischen Karpathen. *Bul. Soc. Științe Buc.* Vol. XV. 1906.
28. ROZLOZSNIK P. Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus « Masckamezö » in Siebenbürgen. *Földtani Közlemény.* B. I. Heft I. XLIX. 1913.
29. SAVUL MIRCEA. Studiu asupra șisturilor cristaline și a zăcămintelor de mangan din regiunea Șarul Dornei. Districtul Cîmpulung. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XII. București, 1927.
30. SEMENENCO P. N. Problema metamorfismului. *An. Rom.-Sov.* Vol. V. București.
31. STRECKEISEN A. Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* Vol. XVI. București, 1934.
32. VENDL A. Das Kristallin des Sebescher - und Zibingebirges. *Geologica Hungarica.* Vol. IV. Budapest, 1932.

*Dat la cules: 7.VI.1954. Bun de tipar: 9.III.1955. Tiraj: 700 ex.
Hârtie semivelină de 45 gr. m. p. Fl. 70×100. Coli editoriale 37.
Colți de tipar 28. Comanda 720/1954. Pentru biblioteci indicele
de clasificare: 55 (058).*

Tiparul executat la Intreprinderea Poligrafică Nr. 4.
Calea Șerban Vodă Nr. 133—135. București, R. P. R.





Institutul Geologic al României

7

INTREPRINDEREA POLIGRAFICĂ Nr. 4
BUCUREȘTI



Institutul Geologic al României